КРАТКИЙ КУРС МИНЕРАЛОГИИ КРИСТАЛЛОГРАФИИ И ПЕТРОГРАФИИ

549 6797



ОПЕЧАТКИ

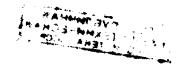
Стр.	Строка	Напечатано	Следует	По вине
17	Рис. 12 и	14 перевернуты на 180°		Типогр.
18	1 снизу	клипэ	клинэ	1,
49	21 снизу	сильнин	сильвин	
97	19 сверху	Вольни	Волыни	,

КРАТКИЙ КУРС МИНЕРАЛОГИИ, КРИСТАЛЛОГРАФИИ И ПЕТРОГРАФИИ

издание второе переработанное

Под редакцией проф. В. И. Крыжановского

Утверждено ГУУЗ в качестве учебного пособия для геологоразведочных техникумов







ГР—65 4-2 Прот. ТКК № 89



Книга доцента московского горного института В.В.Критского содержит основные понятия кристаллографии, сведения об общих свойствах минератов и их образовании в природе, описание 105 важнейших минератов, краткие данные о методах определения минералов с паяльной трубкой и основные сведения по макропетрографии.

Во втором издании курс переработан и значительно дополнен

и выходит под редакцией профессора В. И. Крыжановского.

Книга является учебником по минералогии и представляет собой краткий курс петрографии для геологоразведочных техникумов, а также может служить учебным пособием для горных институтов.

TOC. TYETHHAM
HAYHH. TEXHINGEN AR
BUGNIOTENA COCH

3773 60

Предисловие ко второму изданию

Первое издание этой книги, вышедшее в начале декабря 1933 г. под названием «Краткий курс минералогии с элементами кристаллографии», представляло переработку со значительными дополнениями составленного мною «Конспекта по кристаллографии и минералогии», отпечатанного на стеклографе издательством Московского горного института в октябре 1931 г.

Уже осенью 1934 г. выяснилось, что первое издание разошлось, и я приступил к подготовке к печати 2-го издания. В это время Редакция геологоразведочной и геодезической литературы ОНТИ обратилась ко мне с предложением переработать «Краткий курс минералогии» применительно к программам по минералогии для геологоразведочных техникумов и краткому курсу петрографии, для буровой специальности техникумов, в результате чего-книга получила свой настоящий вид.

Во втором издании переработаны и значительно дополнены отделы: «Кристаллография», «Образование минералов в природе», «Описание минералов» и заново написаны отделы «Петрография» и «Определение минералов», причем основными источниками были: «Спутник петрографа» проф. Э. Вейншенка (русский перевод под редакцией и с дополнениями проф. В. И. Лучицкого) и «Определение минералов» проф. Н. М. Федоровского.

При переработке книги были приняты во внимание указания критики и личный педагогический опыт автора, применявшего «Краткий курс минералогии» как учебное пособие при преподавании кристаллографии и минералогии в Московском горном институте и в Московском институте стали.

Количество иллюстраций во втором издании увеличено до 117 (вместо 71 рисунка в первом издании), причем многие рисунки заменены новыми, частью взятыми из прекрасно изданной книги G. L. English «Getting acquainted with minerals», New York, 1934.

Второе издание выходит под редакцией проф. В. И. Крыжановского, которому автор приносит горячую благодарность как за вни-

мательное редактирование, так и за ценные указания в процессе работы над книгой.

Гіри составлении отдела «Петрография» были приняты во внимание детальные и весьма ценные указания научного сотрудника Ломоносовского института Академии наук СССР Г. П. Барсанова, а также замечания проф. В. И. Лучицкого, за что автор приносит им глубокую благодарность.

Доцент В. В. Критский

Минералогический музей Академии наук СССР Май 1935 г.

кристаллография

Введение

При знакомстве с минералами невольно бросается в глаза присущая многим из них способность принимать правильное наружное очертание — образовывать кристаллы, т. е. тела, ограниченные рядом плоскостей. Поскольку громадное большинство минералов представляет собою тела кристаллические, а многие из них обычно встречаются в виде ясно образованных кристаллов, — минералогия постоянно пользуется кристаллографическими терминами и понятиями, и краткие сведения по кристаллографии необходимо должны предшествовать систематическому знакомству с минералогией.

Свойства кристаллического вещества

Распределение физических свойств в однородных телах происходит по двум типам. В одних телах различные физические свойства одинаковы во всевозможных направлениях. Такие тела называются аморфными или изотропными; к ним принадлежат жидкости, газы, а из твердых тел— стекло и стекловидные сплавы.

В других телах физические свойства одинаковы в направлениях параллельных и неодинаковы, вообще говоря, в направлениях непараллельных. Такие тела называются кристаллическими или анизотропными. К ним принадлежит огромное большинство твердых тел.

К числу физических свойств всякого твердого тела относится и сила притяжения между отдельными частицами, слагающими тело. Это физическое свойство в кристаллической среде изменяется с изменением направления. Например, в кристаллах каменной соли, встречающихся в форме более или менее правильных кубов, это сцепление будет наименьшим перпендикулярно к граням куба. В силу этого кусок каменной соли при ударе будет раскалываться по определенному направлению — параллельно грани куба, а кусок аморфного вещества (например стекла) такой же формы будет раскалываться одинаково легко по любому направлению.

Эта способность раскалываться по определенному, заранее известному направлению называется спайностью (см. ниже «Физические свойства минералов») и присуща в различной степени многим минералам.

При выделении из насыщенного раствора та же сила междучастичного притяжения вызывает неодинаковое отложение веществ из раствора в определенных направлениях; перпендикулярно к каждому из этих направлений образуется плоскость, которая по мере оседания на нее нового материала будет отодвигаться параллельно самой себе от центра растущего кристалла, а совокупность плоскостей придает кристаллу свойственную ему правильную многогранную форму. Если приток нового вещества к растущему кристаллу будет происходить неравномерно с разных сторон, что обычно наблюдается в естественных условиях, или если кристалл в своем росте будет стеснен присутствием соседних кристаллов, — отложение нового вещества будет происходить неравномерно и кристалл будет иметь сплющенную или удлиненную форму или займет только то свободное пространство, которое находится между ранее образовавшимися кристаллами. Нужно сказать, что чаще всего так и бывает, и правильные, равномерно образованные кристаллы для многих минералов являются редкостью.

При всем этом, однако, направления плоскостей каждого кристалла остаются неизменными, а следовательно, двугранные углымежду плоскостями на различных кристаллах одного вещества и од-

ного строения должны представлять величины постоянные.

Это первый основной закон кристаллографии, известный под названием закона постоянства двугранных углов или «закона Стенона» ¹. Если мы грани кристалла передвинем параллельно самим себе, удалив равнозначные грани на одинаковое расстояние от центра и как бы поставив в идеальные условия роста, то все правильности кристаллического многогранника выразятся в форме и величине составляющих его плоскостей.

Структура кристаллов

Мы знаем, что в кристаллическом веществе многие физические свойства одинаковы в направлениях параллельных; кроме того, кристаллические единицы (атомы, молекулы, ионы) должны находиться одна от другой на некоторых конечных расстояниях ².

Исходя из этих двух положений, мы можем получить геометри-

ческую схему строения кристаллического вещества.

Заменим каждый атом точкой; тогда строение кристаллического вещества представится в виде пространства, заполненного правильно и закономерно расположенными точками (кристаллическими частицами), образующими параллельные ряды, получится то, что в кристаллографии называется пространственной решеткой, каждый узел которой отвечает кристаллической частице.

«Представим себе 3 , что точка A_0 (рис. 1) обозначает кристаллическую частицу и что ближайшая к ней частица обозначается точкой A_1 ; тогда на основании однородности кристаллического вещества на расстоянии $A_1A_2 = A_0A_1$ должна находиться кристаллическая частица A_2 ; продолжая это рассуждение далее, мы получим ряд точек: $A_0A_1A_2A_2\dots$

Положим, что ближайшая точка к A_0 в другом направлении будет R_0 , тогда должна существовать частица S_0 на расстоянии $R_0S_0 = A_0R_0$ и т. д., т. е. получится другой ряд одинаковых точек $A_0R_0S_0$...

³ Проф. Я. В. Самойлов. Введение в кристаллографию. Изд. 2-е,

M., 1932.

¹ Закон постоянства двугранных углов был установлен датским ученым Стеноном в 1669 г.

² В настоящее время считают, что в кристаллическом веществе промежутки между молекулами равны промежуткам между атомами в самой молекуле

Если мы через R_0 , S_0 и т. д. проведем линии, параллельные A_0 A_1 A_2 , то мы получим одинаковые ряды R_0 R_1 R_2 ...; S_0 S_1 S_2 ... и т. д.

В результате получилась сетка, узлы которой соответствуют кристаллическим частицам.

Если далее мы примем, что в третьем направлении ближайшая к A_0 частица находится в B_0 , то следующая частица должна прийтись в $C_0(B_0C_0=\!\!\!\!-A_0B_0)$ и т. д.

Если представим, что в каждой точке B_0 , C_0 и т. д. восстановлена такая же сетка, как и в A_0 , то в результате этого построения получится пространственная решетка, которая в известном смысле и будет выражать геометрическое строение кристаллического вещества».

В настоящее время рассматривают кристалл как построенный из атомов слагающих его химических элементов, причем тождествен-

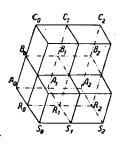


Рис. 1. Пространственная решетка.

ные атомы расположены в узлах пространственной решетки, образуя строго параллельные ряды.

Теория пространственных решеток получила блестящее подтверждение при исследовании структуры кристаллов посредством рентгеновских лучей 1. Эти исследования, дают нам не только картины про-

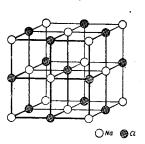


Рис. 2. Пространственная решетка каменной соли.

странственных решеток, но и точные длины промежутков между атомами, их составляющими. В качестве простого примера укажем на решетку каменной соли NaCl (рис. 2). В ней атомы натрия (Na) по трем взаимно перпендикулярным направлениям чередуются с атомами хлора (Cl) через промежутки, равные 0,28 миллимикрона.

Как указано выше, в кристаллических веществах промежутки между атомами в молекуле равны промежуткам между молекулами и самое понятие молекула теряет смысл для кристаллического вещества. На рис. 2 каждый атом натрия имеет сверху, снизу, справа, слева, спереди и сзади на равных от него расстояниях по одному атому хлора, которые принадлежат как к данной молекуле, так и к соседним молекулам, и нельзя сказать, с каким именно атомом хлора из этих шести натрий составляет молекулу или составлял бы ее при переходе в газообразное состояние.

Поэтому в настоящее время рассматривают кристаллические вещества, как построенные из *атомов* входящих в их состав химических элементов, причем тождественные атомы расположены в строгой последовательности в узлах пространственной решетки, образуя параллельные ряды.

Принимая во внимание все изложенное выше, легко провести параллель между внутренней структурой аморфного вещества, с одной стороны, и кристаллического, с другой:

¹ См. ниже «Исследование кристаллов рентгеновскими лучами».

1. В аморфном веществе его молекулы располагаются в беспорядке, как бы закрепляя хаотическое состояние жидкости, поэтому некоторые исследователи называют аморфные вещества (например стекло) переохлажденными жидкостями.

2. В кристаллическом веществе молекулы, атомы и ионы располагаются в стройном порядке и занимают определенное положение

в узлах пространственной решетки.

«Различие между кристаллическим и стекловатым (аморфным) веществом можно сравнить с тем различием, которое имеется между дисциплинированной воинской частью и рассеянной толпой» (Тиррель).

Вещество в кристаллическом состоянии занимает несколько меньший объем, чем в аморфном виде, и имеет больший удельный вес; например альбит 1 в аморфном состоянии занимает 10 куб. единиц, а в кристаллическом — только 9; 1 см 8 кристаллического кремнезема (кварца) весит 2,54 r, а такой же объем стекловатого кремнезема (сплавленного кварца) — только 2,22 r.

Исследование кристаллов рентгеновскими лучами

Вопрос о причинах закономерности в распределении физических свойств в кристаллическом веществе, вопрос о внутренней структуре кристаллов впервые пытался разрешить еще в конце XVIII века основатель научной кристаллографии Гаюи и пришел к выводу, что внешней форме кристаллов соответствует правильное внутреннее расположение молекул. Благодаря работам Бравэ, Зонке, Шенфлиса, Федорова и других кристаллографов теория пространственных решеток, кратко изложенная в предыдущей главе, была разработана теоретически и были выведены на основании исследования формы кристаллов возможные типы пространственных решеток; но только в XX веке благодаря исследованию кристаллов рентгеновскими лучами эта теория была проверена на опыте и блестяще подтвердилась.

Благодаря работам Лауэ, Брагга, Дебая и других физиков удалось не только экспериментально проверить эту теорию, но и доказать совершенно точно, что в узлах пространственных решеток должны находиться именно *атомы* химических элементов.

Открытые Рентгеном в 1895 г. лучи, носящие его имя, представляют один из видов лучистой энергии и по многим свойствам напоминают лучи света, отличаясь от них только длиной волны, которая в несколько тысяч раз меньше длины световых волн ².

В 1912 г. германскому ученому Лауэ пришла в голову гениальная мысль воспользоваться кристаллом, где атомы расположены по пространственной решетке, как дифракционной решеткой для получения явления интерференции рентгеновских лучей. Идею Лауэ осуществили два его асистента — Фридрих и Книппинг.

Они взяли узкий пучок параллельных рентгеновских лучей (рис. 3) и пропустили его через тонкий кристалл цинковой обманки C. На некотором расстоянии от кристалла и перпендикулярно

¹ Альбит — натровый полевой шпат Na₂Al₂Si₆O₁₆.

² Длина волн световых лучей колеблется между 400 и 800 миллимикронами, а длина волн рентгеновских лучей 0,017—2,0 миллимикрона, иногда несколько больше.

к пучку лучей была помещена фотографическая пластинка D, защищенная от непосредственного действия боковых рентгеновских лу-

чей и от дневного света свинцовыми

экранами.

При продолжительной выдержке в несколько часов экспериментаторы получили картину, сходную с изображенной на рис. 4.

Для световых лучей, обладающих сравнительно с размерами атомов большой длиной волны, атомные сетки пространственной решетки будут играть

шой длиной волны, атомные сетки пространственной решетки будут играть роль практически сплошных плоскостей, и световые лучи полностью отражаются от поверхности кристалла. Гораздо более короткие рентгеновские лучи, отраженные от многочисленных атомных сеток,

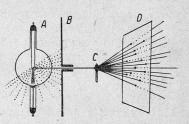


Рис. 3. Схема получения рентгенограммы кристалла по методу Лауэ.

A—рентгеновская трубка; B—диафрагма; C—кристалл; D—фотопластинка.

расположенных на определенных расстояниях друг от друга, идя по одному и тому же направлению, будут интерферировать, то ослабляя, то усиливая друг друга.

На фотографической пластинке, поставленной на их пути, усиленные лучи дадут при продолжительной экспозиции черные пятна,

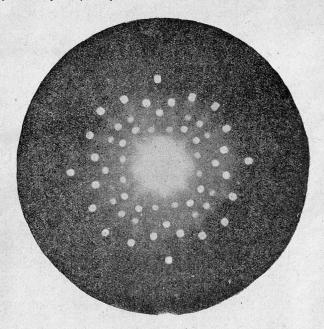


Рис. 4. Рентгенофотография кристалла каменной соли на ось 4-го порядка. (Фотография К. В. Васильева.)

расположенные закономерно, в тесной связи с внутренним строением кристалла, т. е. его атомной сеткой и особенностями расположения в ней отдельных атомов.

Если взять пластинку, вырезанную из кристалла в определенном жристаллографическом направлении, например перпендикулярно к оси симметрии или плоскости симметрии, и произвести с нею тот же опыт, мы увидим на рентгенограмме вполне точно ту же симметрию.

Более плотным атомным сеткам соответствуют наиболее темные пятна. Редко усаженные атомами грани дают слабые точки или почти не дают их. Центральное пятно на такой рентгенограмме получается от рентгеновских лучей, прошедших через пластинку по прямому пути; остальные пятна образуют лучи, отраженные от атомных сеток.

На рис. 4 изображена рентгенограмма кристалла каменной соли, из которого была вырезана пластинка, параллельная грани куба,

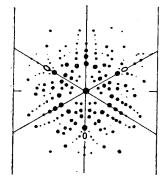


Рис. 5. Рентгенограмма кристалла кальцита на ось 3-го порядка.

около 3 *мм* толщиной. Посредине видно большое пятно — след центрального пучка лучей. Расположение мелких пятен симметрично и указывает на существование оси симметрии 4-го порядка ¹ и четырех плоскостей симметрии.

Вторая иллюстрация (рис. 5) изображает рентгенограмму кристалла кальцита. Снимок сделан перпендикулярно оси симметрии 3-го порядка. Буквами *O* на рисунке обозначены концы осей симметрии 2-го порядка.

Благодаря применению рентгеновских лучей для исследования кристаллов мы, наконец, получили возможность проникнуть в область действительного расположения атомов внутри кристаллов и определить не

только форму атомной решетки, но и расстояния между атомами, ее составляющими.

«Архитектура кристаллов, — пишет У. Х. Брагг, — стала доступной исследованию; отныне кристаллография не должна более основываться лишь на внешней форме кристаллов, но на гораздо более твердом фундаменте точного знания расположения атомов внутри кристаллов».

Элементы симметрии

Рассматривая хорошо образованные природные кристаллы или кристаллографические модели, легко установить те законности, которые наблюдаются в распределении в кристаллах одинаковых плоскостей и равных углов. Эти законности сводятся к присутствию в кристаллах следующих элементов симметрии (по отдельности или в закономерных сочетаниях): 1) плоскостей симметрии, 2) осей симметрии и 3) центра симметрии.

1. Воображаемая плоскость, которая делит фигуру на две равных части, относящиеся друг к другу как предмет к своему изображению в зеркале (или как правая рука к левой), называется плоскостью симметрии и обозначается буквой P (рис. 6 — плоскость AB).

¹ См. ниже «Элементы симметрии».

2. Линия, при повороте вокруг которой на 360° все части фигуры встречают тождественные части (и с ними совмещаются) n раз, называется осью симметрии (рис. 7 и 8). Число n, показываю-

щее, сколько раз части фигуры встречают тождественные при полном (на 360°) обороте фигуры вокрут оси, называется порядком оси симметрии. В учебниках кристаллографии доказывается, что n — всегда число целое и что в кристаллах могут существовать оси симметрии 2, 3, 4 и 6-го порядков.

Ось симметрии обозначается буквою L_i а порядок оси симметрии показателем, поставленным справа вверху. Так, L^3 обозначает ось симметрии 3-го порядка; L^6 — ось симметрии 6-го порядка и т. д. Если в кристалле присутствует несколько осей симметрии или плоскостей симметрии, число их обозначается коэфициентом, который ста-

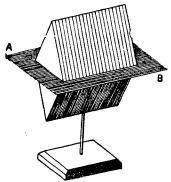


Рис. 6. Плоскость симметрии

вится перед соответствующей буквой. Так, L^3 $3L^2$ 4P обозначает, что в кристалле присутствует одна ось симметрии 3-го порядка, 3 оси симметрии 2-го порядка и 4 плоскости симметрии.

3. Точка внутри кристалла, на равном расстоянии от которой в противоположных направлениях находятся равные и параллельные грани, называется центром симметрии и обозначается буквой с. В кристаллографии доказывается, что в кристаллах могут существовать

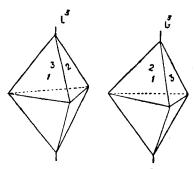


Рис. 7. Ось симметрии 3-го порядка.

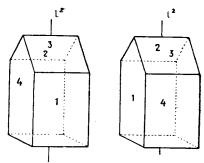


Рис. 8. Ось симметрии 2-го порядка.

только 32 комбинации (сочетания) элементов симметрии, называемые кристаллическими классами. Из них в природных и искусственных кристаллах констатированы 30 сочетаний, а остальные два в природе не наблюдались.

Оси кристаллографических координат Параметры и индексы

При описании кристалла кроме указания элементов симметрии приходится определять положение в пространстве отдельных его граней. Для этого пользуются обычными приемами аналитической гео-

метрии, учитывая в то же время и особенности природных кристаллических многогранников.

Внутри кристалла проводят координатные оси, пересекающиеся в центре и в большинстве случаев совпадающие с элементами симметрии (осями и плоскостями кристалла). При рациональном выборе координатных осей грани кристалла, имеющие один и тот же вид и физические свойства, получают одинаковое численное значение, а самые координатные оси будут итти параллельно наблюдаемым или возможным ребрам кристалла.

В большинстве случаев ограничиваются тремя координатными осями X, Y и Z, реже приходится проводить четыре оси — X, Y, Z и U.

В случае трех осей координат, одна ось направлена к наблюдателю и обозначается знаком X (рис. 9), другая ось параллельна на-

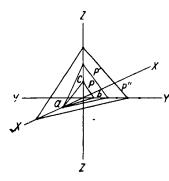


Рис. 9. Грани кристалла на координатных осях.

блюдателю и обозначается знаком У и, наконец, третья ось направляется вертикально и обозначается буквой Z. Концы осей, направленные к наблюдателю, вправо и вверх, положительны, а направленные от наблюдателя, влево и вниз — отрицательны.

Возьмем плоскость *P* (рис. 9), отсекающую на осях координат отрезки *a*, *b* и *c*. Так как кристаллические многогранники определяются только гранными углами и наклоном каждой плоскости, а не размерами плоскостей, то можно, перемещая любую плоскость параллельно самой себе, увеличивать и уменьшать размеры многогранника (что и происходит при росте кристаллов). Поэтому для обозначения по-

ложения плоскости P не требуется знать абсолютные величины отрезков a, b и c, а только их отношение a:b:c. Всякая другая плоскость того же кристалла обозначится в общем случае a':b':c' или a'':b'':c''.

Положим, что a'=ma; b'=nb; c'=pc; a''=m'a; b''=n'b; c''=p'c, т. е. длины отрезков по осям координат для этих плоскостей выразим в числах, кратных длинам отрезков по осям координат плоскости P, называемой исходной или единичной 1 . Величины m, n, p, m', n', p' называются параметрами соответствующей плоскости.

В кристаллических многогранниках параметры представляют собою числа простые и рациональные.

Это свойство кристаллов было открыто в 1784 г. французским ученым Гаюи и носит название «Закона рациональности параметров» или «Закона Гаюи».

Обычно параметры равны 1, 2, 3, 4; чем больше числа, которыми выражаются параметры, тем реже встречаются соответствующие плоскости.

¹ О том, как она выбирается, интересующиеся могут прочесть в любом учебнике кристаллографии. См., например, проф. Я. В. Самойлов. «Введение в кристаллографию», М., 1932.

Вернемся теперь к понятию о пространственной решетке и выясним, что такое представляют по отношению к ней отдельные грани и ребра кристалла. Грани представляют плоскости, в которых расположены кристаллические частицы по узлам плоской сетки, а ребра кристаллюв — линии, на которых одинаковые частицы расположены на равных расстояниях.

Если выбрать оси координат так, чтобы они проходили параллельно ребрам кристалла (что обыкновенно и делается), они также будут представлять линии расположения кристаллических частиц, а отрезки по этим осям, которые отсекает исходная грань кристалла (грань P), определяют основную ячейку пространственной решетки данного кристаллического вещества.

На рис. 9 исходная плоскость *P* отсекает на соответствующих координатных осях отрезки *a*, *b* и *c* или им кратные.

Всякая другая плоскость, принадлежащая к той же пространственной решетке, должна отсечь по оси X отрезок, кратный a, по оси Y— кратный b и по оси Z— кратный c. Так, плоскость P' будет отсекать отрезки a, 2b и 2c, а плоскость P''— отрезки 2a, 4b и 3c и т. д. Коэфициенты при a, b и c, представляющие собою параметры, могут быть только рациональными величинами.

По своему отношению к координатным осям плоскости разделяются на пирамидальные, призматические и конечные (пинакоидальные).

Пирамидальными называются плоскости, которые пересекают все три координатные оси, как плоскости P, P' и P'' на рис. 9. Плоскости, которые пересекают две координатных оси и параллельны третьей, называются призматическими. Наконец, плоскости, пересекающие одну координатную ось и параллельные двум другим, называются конечными или пинакоидальными.

Призматическая плоскость, параллельная вертикальной оси, будет обозначаться $a:b:\infty c$. Плоскость, параллельная оси X, обозначится ∞ a:b:c, а плоскость, параллельная $Y, -a:\infty$ b:c.

Конечная (пинакоидальная) плоскость, параллельная осям Y и Z и пересекающая только ось X, обозначится $a:\infty$ $b:\infty$ c, а плоскость, пересекающая ось Y и параллельная X и Z, будет обозначаться ∞ $a:b:\infty$ c.

Обозначения плоскостей, приведенные выше, в общем виде господствовали в науке до последней четверти XIX века, но затем уступили место другим.

В настоящее время для обозначения положения граней кристалла пользуются способом, предложенным еще в начале XIX столетия Уэвеллем, а затем Миллером, как представляющими наибольшие удобства при кристаллографических вычислениях, хотя на первый взгляд он кажется несколько сложным и искусственным.

Как указано выше исходная плоскость определит собою пространственную решетку, а зная параметры m:n:p всякой другой плоскости, мы можем определить и положение этой последней. Заменим

отношение целых чисел m:n:p отношением дробей, числитель которых равняется единице, т. е.:

$$m: n: p = \frac{1}{h}: \frac{1}{k}: \frac{1}{l}.$$

Положение всякой плоскости может быть определено второй частью равенства: $\frac{1}{h}:\frac{1}{k}:\frac{1}{l}$, но так как числители этих дробей всегда равны единице, то условились обозначать всякую плоскость знаменателями дробей, которые ломещаются в скобках (h, k, l). Величины h, k, l носят название индексов, а обозначение с помощью индексов называется миллеровским обозначением.

Рассмотрим, какой вид принимают индексы для плоскостей призматических и конечных (пинакоидальных).

Один из параметров призматических плоскостей равен бесконечности, поэтому для плоскости, параллельной оси X, получим:

$$m:n:\infty=\frac{1}{h}:\frac{1}{k}:\frac{1}{0}.$$

Индекс этой плоскости в общем виде будет обозначаться знаменателями дробей, т. е. (hk0).

Соответственно этому плоскость, параллельная оси Y, будет обозначаться (h0I), а плоскость, параллельная оси Z, — (hk0).

В пинакоидальных плоскостях два параметра равны бесконечности, поэтому для плоскости, пересекающей ось X и параллельной Y и Z, получим:

$$m: \infty: \infty = \frac{1}{h}: \frac{1}{0}: \frac{1}{0}$$

а индексы будут (h00).

Для пинакоидальной плоскости, пересекающей ось Y и параллельной X и Z, получим индекс (0k0) и, наконец, для плоскости, пересекающей ось Z и параллельной двум другим осям, — (00l). Параметры, а следовательно, и индексы можно уменьшать или увеличивать в одинаковое число раз, что соответствует передвижению плоскости параллельно самой себе. Поэтому пинакоидальные плоскости обозначаются (100), (010) и (001).

Совокупность индексов какой-либо грани называется символом грани и ставится в круглых скобках. Так, символ пирамидальной грани обозначается например (123) и читается «один, два, три». Символ пинакоидальной грани (100) читается «один, нуль, нуль» и т. д.

Знаки «+» и «—», указывающие, в каком направлении— положительном или отрицательном— данная грань пересекает ось, ставятся над индексами, например (120); читается это выражение: «один, минус два, нуль».

Кристаллографические системы

Все кристаллы, которые могут быть отнесены к системе одинаково симметричных координатных осей, образуют одну *кристаллогра*фическую систему или сингонию. Таких систем, перечисленных ниже существует шесть. 1. Кубическая (правильная) система. Три координатных оси равны и взаимно перпендикулярны. К кубической системе относятся все те кристаллы, которые характеризуются присутствием нескольких осей 3-го или 4-го порядка ($3L^4$ или $4L^3$). В наиболее симметричных кристаллах этой системы присутствуют одновременно $3L^4$ и $4L^3$ вместе с другими элементами симметрии (например $3L^4$ $4L^3$ $6L^2$ c 9P).

В кубической системе за координатные оси принимают три оси симметрии 4-го порядка $(3L^4)$, а в случае отсутствия их — три оси

симметрии 2-го порядка (3 L^2).

2. Квадратная (тетрагональная) система. Три координатных оси взаимно перпендикулярны. Две из них равны между собою. В эту систему объединяются те кристаллы, в которых присутствует одна ось симметрии 4-го порядка (L^4) или три взаимно перпендикулярных оси 2-го порядка, $(3L^2)$, из которых две равны между собой.

В квадратной системе за вертикальную координатную ось Z принимают ось симметрии 4-го порядка (L^4) или ось 2-го порядка (L^2) ,

через которую проходят две плоскости симметрии (2P).

Горизонтальными осями координат считают две взаимно перпендикулярных оси симметрии 2-го порядка (L^2) , а в случае отсутствия их — направления, им соответствующие.

3. Ромбическая система. Три координатных оси взаимно перпендикулярны и не равны между собою. В ромбическую систему группируются те кристаллы, которые обладают тремя осями симметрии 2-го порядка неравными между собою $(3L^2)$ или L^2 2P, т. е. осью симметрии 2-го порядка и двумя плоскостями симметрии.

В ромбической системе за координатные оси принимают три взаимно перпендикулярных оси симметрии 2-го порядка, причем обычно самую длинную ось считают вертикальной осью Z, а следующую по длине — осью Y.

В кристаллографическом строении L^2 2P ось симметрии 2-го порядка (L^2) принимается за вертикальную ось Z, а две другие оси — X и Y — располагаются в каждой из двух плоскостей симметрии 2P перпендикулярно к L^2 .

4. Гексагональная система. К гексагональной системе относятся все кристаллы, обладающие одной осью симметрии 6-го или 3-го порядка (L^6 или L^3), к которым могут присоединяться и другие элементы симметрии.

Различные грани простых форм здесь тогда получают одинаковые числовые значения индексов, если они определяются при помощи четырех осей координат.

Ось 6-го или 3-го порядка принимается за вертикальную координатную ось и обозначается знаком Z, а три линии, лежащие в плоскости, перпендикулярной к вертикальной оси и пересекающиеся подуглами в 60° , за оси горизонтальные — a_1 , a_2 и a_3 (рис. 10). В большинстве кристаллов эти горизонтальные оси являются в то же время осями 2-го порядка — L^2 . Ось a_1 обозначается знаком X, ось a_2 — знаком Y, а ось a_3 — знаком U.

Их направления считаются положительными через 120° и индексы какой-либо грани пишутся в таком порядке: сначала по оси X, затем по оси Y, далее по оси U, наконец, по оси Z.

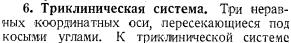
5. Моноклиническая система. Три неравных координатных оси; две из них пересекаются под косым углом, третья перпендикулярна к обеим первым. В моноклиническую систему объединяются кристаллы, обладающие одной осью 2-го порядка (L^2) , или одной плоскостью симметрии (P), или той и другой вместе.

В моноклинической системе ось симметрии 2-го порядка (L^2) обыжновенно служит координатной осью Y, а две другие координатные оси X и Z располагаются в плоскости симметрии (P), а в слу-

чае ее отсутствия — в геометрической плоскости, перпендикулярной к L^2 .

Так как L^2 перпендикулярна к P, то и ось Y перпендикулярна к осям X и Z, а две последние оси образуют между собою острый или тупой угол.

В тех кристаллах моноклинической системы, где присутствует только плоскость симметрии (P), в этой последней располагаются координатные оси X и Z, а осью Y служит направление, перпендикулярное к плоскости симметрии.



относятся кристаллические строения, не обладающие ни осью, ни плоскостью симметрии. За оси координат могут быть приняты любые три направления ребер кристалла, пересекающиеся в одной точке и не лежащие в одной плоскости.

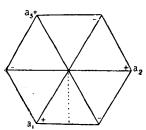


Рис. 10. Расположение осей координат в кристалах гексагональной системы.

Простые формы. Комбинации. Двойники

Если все грани кристалла тождественны между собою, такая форма кристалла называется простой формой.

Простую форму представляет собою куб (рис. 11). Все шесть граней куба тождественны между собою и представляют квадраты. Каждая грань куба пересекает одну координатную ось и параллельна двум другим. Индексы куба — (100), (001), (010), (100) и т. д.

В зависимости от условий кристаллизации каждое кристаллизующееся вещество может принять вид или простой формы или комбинации, если, кроме граней одной простой фигуры, появляются одновременно грани другой или нескольких других простых форм.

Огранение кристалла является следствием определенной симметрии его внутреннего строения. Отсюда следует, что на кристалле могут появляться лишь такие грани, которые принадлежат к одному классу симметрии.

Наиболее распространенные и важные типы простых форм следующие:

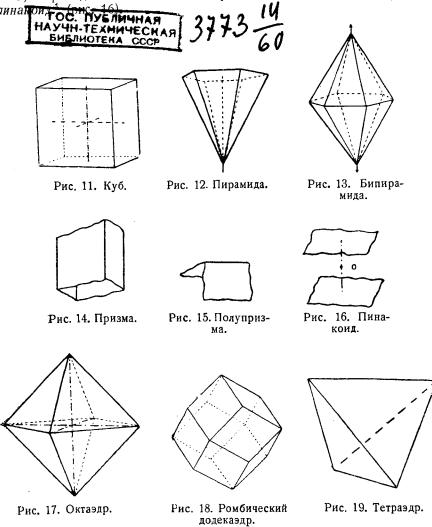
- 1) Форма, состоящая из нескольких одинаковых треугольников, пересекающихся в одной общей точке (вершине), называется пирамидой (рис. 12).
- 2) Две одинаковые пирамиды, сложенные основаниями, образуют бипирамиду (рис. 13).

3) Форма, состоящая из нескольких одинаковых плоскостей, пересекающихся в параллельных ребрах, называется призмой (рис. 14).

4) Форма, состоящая из двух равных граней, пересекающихся

в ребре, носит название полупризмы (рис. 15).

5) Пара одинаковых взаимно параллельных плоскостей составляет



Пирамида, призма, полупризма и пинакоид называются открытыми простыми формами на том основании, что они не со всех сторон замыкают пространство. Эти формы не могут сами по себе составить кристалл, а встречаются лишь в комбинациях между собою или с закрытыми простыми формами, например бипирамидой.

¹ От греческого слова «пинакс» — доска.

² Зак. 883. — Краткий курс минералогии

В минералогии особенно часто встречаются простые формы кубической системы, к которым кроме куба относятся следующие:

1. Октаэдр 1 (рис. 17) состоит из 8 граней в форме равносторон-

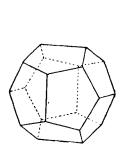


Рис. 20. Пентагональный додекаэдр.

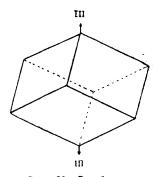


Рис. 21. Ромбоэдр.

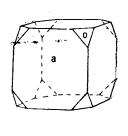


Рис. 22. Комбинация куба и октаэдра. а — грани куба; о — граню октаэдра.

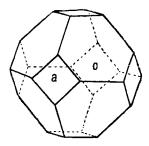


Рис. 23. Комбинация октаэдра и куба. а-грани куба; о-грани октаэдра.

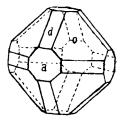


Рис. 24. Комбинация октаэдра, куба и ромбического додекаэдра.

о-грани октаэдра; а-грани куба; d-грани ромбического додекаэдра.

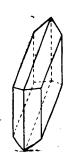


Рис. 25. Кристаллы гипса. Справа — двойник "Ласточкин хвост".

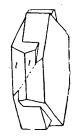


Рис. 26. Двойник срастания ортоклаза.

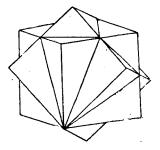


Рис. 27. Двойник прорастания плавикового шпата.

¹ При изучении кристаллографии приходится пользоваться греческими терминами, введенными в науку еще в XVIII и XIX вв., приводим перевод наиболее употребительных приставок и терминов: моно—один, ди—два, три—три, тетра—четыре, пента—пять, гекса—шесть, окто—восемь, дека—десять, додека—двенадцать, поли—много, эдрон—грань, гони—угол, клипэ—наклон.

них треугольников. Каждая грань октаэдра пересекает все три координатных оси на равных расстояниях. Индексы октаэдра (111), $(\overline{1}1\overline{1})$, $(\overline{1}11)$ и т. д.

2. Ромбический додекаэдр (рис. 18) — форма, ограниченная 12 равными ромбами. Каждая грань пересекает две координатных оси на равных расстояниях, а третьей параллельна. Индексы ромбиче-

ского додекаэдра (110), (011), (101) и т. д.

3. Тетраэдр (рис. 19), состоящий из 4 равносторонних треугольников. Грани тетраэдра пересекают все три координатных оси на равных расстояниях. Индексы тетраэдра (111), (111), (111) и т. д.

4. Пентагональный додекаэдр (рис. 20) — форма, ограниченная 12

равными пятиугольниками.

Из простых форм других кристаллографических систем необходимо назвать, кроме перечисленных выше, еще *ромбоэдр* (рис. 21) принадлежащий к гексагональной системе и образованный 6 равными ромбами.

Как указано выше, кристалл, образованный гранями двух или не-

скольких простых форм, представляет комбинацию этих форм.

На рис. 22 изображена комбинация куба и октаэдра, на рис. 23—комбинация октаэдра и куба, причем октаэдр является основной формой, и наконец, на рис. 24—комбинация октаэдра, куба и ромбического додекаэдра.

В природных условиях постоянно наблюдается срастание кристаллов друг с другом. Так, очень часто встречаются друзы («щетки») горного хрусталя (рис. 29) или аметиста — группы кристаллов на общем основании. В друзах кристаллы срастаются в случайном положении, в зависимости от условий образования. Но кроме случайных срастаний, наблюдаются закономерные срастания кристаллов, которые получили название двойников. Причиной, заставляющей кристаллическое тело принять форму двойников, могут быть или условия кристаллизации, или изменения давления и температуры, вызывающие молекулярную перегруппировку.

Различают два основные типа двойников: двойники срастания, примером которых могут служить весьма часто встречающиеся двойники гипса CaSO₄·2H₂O (рис. 25) или двойник ортоклаза (рис. 26), в котором оба индивидуума, образовавшие двойник, расположены

симметрично по отношению к ребру вертикальной призмы ІІ.

Нередко наблюдаются двойники другого типа, так называемые двойники прорастания. В них составляющие их индивидуумы располагаются иначе: они совершенно проникают друг друга. Примером может служить двойник прорастания плавикового шпата CaF_2 (рис. 27), в котором два куба совершенно проросли друг друга в двойниковом положении, причем двойниковою плоскостью служит плоскость октаэдра.

Наружная симметрия двойниковых сростков всегда отличается от симметрии отдельных индивидуумов, слагающих тот или иной сросток, так как двойниковое срастание ведет за собою появление в группе таких элементов симметрии, какими отдельные индивидуумы не обладали.

ВВЕДЕНИЕ

Руды и металлы известны были человеку еще в глубокой древности. В древнем Египте уже умели весьма искусно обрабатывать и полировать сиенит, мрамор, гранит и другие орнаментные камни и выплавлять золото, медь, серебро и железо. От древних в минералогии сохранилось несколько названий, как например, гипс, сапфир, аметист, асбест и др., и ряд описаний форм минералов.

Римский натуралист Плиний старший (погибший в 79 г. нашей эры в Помпее во время извержения Везувия) знал уже свойства многих минералов. В своих сочинениях он упоминает о кристаллической форме кварца и берилла, о спайности гипса и каменной соли, о высокой твердости алмаза. Известно было, что в самородном золоте содержится серебро; ртуть служила для извлечения золота из старых парчевых тканей, кобальтовые руды употреблялись для изготовления синего стекла. Известны были также электрические свойства янтаря, а также и то, что удельный вес минералов различен.

В общем о свойствах минералов знали немало, но еще больше приписывали им фантастических свойств, и громадное большинство минералов служило лекарственными или волшебными средствами.

В таком состоянии сведения о минералах оставались в течение всей древности и в средние века и нашли себе отражение в названиях многих минералов. Так, нефрит получил название от слова «нефрос» — почка. Из сходства валунов нефрита с формой почки человека выводили заключение, что он излечивает болезни почек и т. д.

Эти фантастические представления о свойствах, приписываемых минералам, перемешанные с немногочисленными точными сведениями, были собраны в так называемых «Ляпидариях» ¹, очень популярных в средние века.

Но неуклонно все это время шла работа медленного собирания точных научных фактов, которые всегда должны лежать в основе всякого рода переработки любого отдела естествознания.

Эти факты, с одной стороны, брались из векового опыта практиков-рудокопов, рудоискателей и металлургов, а с другой, — явились результатом научной работы, сознательно направляемой в серьезно поставленном опыте или наблюдении.

Первые опыты научного изучения минералогии в ее современном понимании относятся к эпохе Возрождения, к началу XVI столетия, когда Агрикола (Бауэр) и Бирингуччио собрали в научной обработке

¹ «Описаниях камней», — от латинского слова «ляпис» — камень.

вековой опыт итальянских, немецких и чешских рудокопов и рудоискателей.

С пробуждением научной мысли начинается изучение формы, блеска, цвета минералов, вообще их физических свойств и количество известных минералов довольно быстро возрастает. С течением времени были открыты новые свойства некоторых минералов, например двойное лучепреломление исландского шпата — в 1670 г., но научная минералогия зародилась позже.

Самостоятельная сводка как научно собранного материала, так и векового опыта рудокопов и рудоискателей была вновь сделана в Швеции в XVIII веке. Здесь работы Гиэрнэ, Бромелля, Валлериуса и других ученых в конце концов привели во второй половине XVIII столетия к обобщениям Кронштедта (1722—1765), ясно очертившего задачи современной минералогии.

Под сильным влиянием шведских ученых в середине XVIII столетия Генкель во Фрейберге начал научное изучение свойств минералов и положил начало той систематической работе, которая захватила несколько научных поколений и привела к концу XVIII века к созданию фрейбергской минералогической школы. Виднейшие представители ее — Вернер (1750—1817) и Брейтгаупт (1791—1873) являлись крупными учеными, оказавшими огромное влияние на научное мышление нашего времени. Как Вернер, так и Брейтгаупт выдвинули на первое место наблюдение — изучение морфологии природных тел и условий нахождения их в природе.

С начала XVIII века кристаллическая форма минералов все более и более привлекает внимание исследователей и, наконец, материала накапливается так много, что французский ученый Гаюи (1743—1822) основывает новую науку — кристаллографию — и становится главою французской школы минералогического мышления, в первой половине XIX века боровшейся за господство в науке. Гаюи из морфологических признаков минералов выдвинул на первое место их внешнюю кристаллическую форму и в то же время, следуя в этом отношении Кронштедту, впервые ввел в научное сознание значение химии в вопросах минералогии.

В первой четверти XIX столетия этот последний признак в работах шведского ученого Берцелиуса занял в научном сознании то место, которое и теперь ему отводится в минералогии.

В течение долгого времени минералогия имела сильный уклон в сторону кристаллографии и в курсах минералогии большая часть отводилась описанию кристаллооптических свойств минералов. Только в XX веке развилась и оформилась в минералогии геохимическая школа. Геохимическая школа считает минералы прежде всего продуктами природных химических процессов, шедших или идущих в настоящее время в земной коре. Она рассматривает минерал в связи с окружающей его средой — горной породой, в состав которой он входит, потоками лавы, которые выбросили его из глубин земли, газами и парами, из которых он образовался, или водами морской лагуны, в которой он выделился как химический осадок.

«Минералогия представляет собою химию земной коры. Она имеет задачей изучение как продуктов природных химических процессов, так называемых минералов, так и самих процессов. Она из-

учает изменение продуктов и процессов во времени и в различных естественных областях земной коры. Она исследует взаимные естественные ассоциации минералов (их парагенезис) и законности в их образовании».

Такое определение минералогии, ее целям и задачам дал руководитель и создатель геохимической школы в этой науке академик В. И. Вернадский. Это определение вполне отвечает современному состоянию науки и лежит в основании настоящего курса.

ОБЩИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Физические свойства минералов

Твердость. По твердости минералы условно разделяются на 10 основных групп, расположенных в таком порядке, что каждый минерал предыдущей группы чертится минералом последующей группы, причем получается углубленная черта, не исчезающая при легком стирании пальцем. Твердость возрастает от 1 до 10 и обозначается номером шкалы твердости, установленной Моосом ¹.

Шкала твердости Мооса

 1. Тальк
 6. Ортоклаз (полевой шпат)

 2. Гипс
 7. Квари

 2. Гипс
 7. Кварц

 3. Известковый шпат (кальцит)
 8. Топаз

 4. Плавиковый шпат (флюорит)
 9. Корунд

 5. Апатит
 10. Алмаз

Алмаз является самым твердым минералом, не имеющим себе подобного. Корунд также единственный минерал, имеющий твердость 9.

Практически при полевом определении твердости минералов редко пользуются всеми членами шкалы твердости и довольствуются стальным ножом, лезвие которого имеет твердость около ² 5,5. Нож будет давать углубленную черту на минералах, имеющих твердость 5 и меньше, причем глубина этой черты указывает на большую или меньшую твердость минерала. Минералы, имеющие твердость 6 и выше, дают углубленную черту на ноже. Минералы, имеющие твердость 1, жирны наощупь; минералы, имеющие твердость 2 и меньше, легко чертятся ногтем.

При определении твердости выбирают небольшую гладкую плоскость на испытуемом минерале, проводят по ней, слегка надавливая, острым углом другого минерала и наблюдают полученную черту. При этом для минералов, вкрапленных в породу, очень важно следить за тем, чтобы испытанию подвергался самый минерал, а не порода, что легко может случиться при невнимательной работе.

При неясной черте необходимо повторить испытание и для контроля определить твердость обоих испытуемых минералов на ноже.

Определение твердости руд для начинающего представляет особую трудность, в особенности для сложных полиметаллических руд, компоненты которых имеют различную твердость, и для руд со включениями кварца, зерна которого при испытании на ноже могут

¹ Фридрих Моос—немецкий минералог (1773—1839).

² С небольшими отклонениями от этой цифры в ту или другую сторону в зависимости от качества стали и ее закалки.

дать ясную углубленную черту, тогда как сама руда имеет твердость значительно меньше 5,5, т. е. твердости ножа.

Твердость, определяемая по шкале Мооса, относительна и неточна, но совершенно достаточна для минералога-практика и является важнейшим признаком при определении минералов по внешнему виду.

Более точно можно определить твердость по способу Розиваля. Для этого испытуемый на твердость минерал шлифуют отвешенным количеством карборунда до тех пор, пока не прекратится изнашивание минерала; и по потере в весе определяют твердость минерала, которая тем больше, чем меньше потеря веса. При этом получились такие величины для минералов шкалы Мооса (для удобства сравнения твердость кварца принята условно за 7):

Сравнительная таблица твердости минералов по Моосу и по Розивалю

	По Моосу	По Рози- валю		По Моосу	По Рози- валю
Тальк	1	0,002	Полевой шпат	6	2,2
	2	0,1	Кварц	7	7
	3	0,3	Топаз	8	10
	4	0,3	Корунд	9	58
	5	0,4	Алмаз	10	8167

Еще более точным способом определения твердости является способ Мартенса, позволяющий в цифровом выражении давать твердость минерала. На приборе, называемом «склерометром», сконструированном первоначально для минералов фирмой Фюэсс, алмазной иглой проводится на шлифованной пластинке, приготовленной из испытуемого минерала, черта при определенной нагрузке. Глубина черты измеряется в микронах. Измеряется также нагрузка.

В настоящее время существует большое разнообразие приборов, определяющих твердость, построенных по различным принципам.

Блеск. Различают следующие важнейшие виды блеска минералов:

- 1. Металлический сильный блеск, свойственный металлам. Минералы с металлическим блеском обычно непрозрачны. Примеры: галенит, серный и медный колчедан, мышьяковый колчедан и др.
- 2. Алмазный блеск обусловливается отражением от внутренних плоскостей минерала и свойственен минералам прозрачным или полупрозрачным с большим показателем преломления. Примеры: алмаз, цинковая обманка, церуссит, киноварь.
- 3. Жирный блеск поверхность минерала кажется как бы намазанной жиром. Примеры: элеолит, сера и др.
- 4. Стеклянный блеск поверхность минерала блестит как стекло (но слабее, чем минералы с алмазным блеском). Стеклянным блеском обладают многие прозрачные минералы: горный хрусталь, топаз, гипс и др.
- 5. Перламутровый блеск минерал блестит как поверхность перламутра, что обусловливается отражением света изнутри минерала от плоскостей спайности. Примеры: слюда, тальк.

6. Шелковый блеск обусловливается волокнистым строением ми-

нерала. Примеры: асбест, селенит, малахит.

Определение блеска минералов, а в некоторых случаях и цвета их представляет для начинающего известные трудности. Различие блеска и цвета особенно отчетливо выступает, если испытуемые образцы поместить рядом, возможно ближе один к другому, и сравнивать непосредственно. При таком методе ясно заметна разница между буроватой с алмазным блеском цинковой обманкой и свинцово-серым галенитом, обладающим ясно выраженным металлическим блеском. Латунно-желтый цвет медного колчедана выступает гораздо отчетливее, если образец его поместить рядом с пиритом, обладаю-

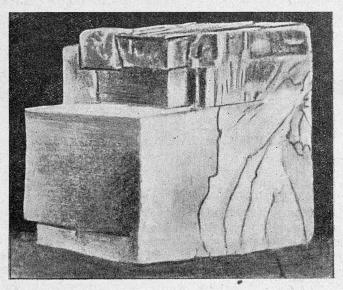


Рис. 28. Кусок каменной соли с совершенной спайностью.

щим соломенно-желтым цветом или с серебряно-белым арсенопиритом,

Цвет черты. Многие минералы в мелкораздробленном состоянии имеют другой цвет, чем в куске. Так, пирит в куске — соломенно-желтого цвета, а в порошке — почти черный. Для определения цвета учерты проводят несколько раз куском минерала по неглазурованной фарфоровой пластинке (так называемому «бисквиту»).

Черта должна быть широкая, не менее 1—2 мм шириной. Начинающим рекомендуется пользоваться этим признаком главным образом для различения железных руд. Цвет черты целого ряда рудных минералов сходен между собою и различается только оттенками. Так, например, черную черту дает не только магнетит, но и свинцовый блеск, пиролюзит и некоторые другие минералы.

Спайность. Спайностью называется свойство кристалла или неделимой кристаллической массы раскалываться по известному направлению, причем на поверхностях раскола появляются гладкие блестящие плоскости. Спайность свойственна исключительно кристаллическим веществам и всегда направлена параллельно одной извозможных или действительно наблюдаемых граней кристалла. В зависимости от того, насколько отчетливо проявляется это свойство, различают следующие степени севершенства спайности:

- Спайность весьма совершенная когда минерал по определенному направлению делится очень легко на листочки или пластинки и плоскости спайности получаются ровные и зеркально-блестящие. Примеры: слюды, гипс.
- 2. Спайность совершенная проявляется в том, что при любом ударе молотком по минералу он рассыпается на обломки, ограниченные спайными плоскостями. Неправильные поверхности излома получаются очень редко. Примеры: кальцит, свинцовый блеск, каменная соль (рис. 28).
- 3. Спайность средняя при раскалывании минерала получаются осколки его, одинаково часто ограниченные как неправильной поверхностью излома, так и плоскостями спайности. Примеры: полевые шпаты ¹, роговая обманка, плавиковый шпат.
- 4. Спайность несовершенная обнаруживается с трудом, ее приходится уже отыскивать на обломках минерала. При раскалывании минерала большая часть обломков ограничена неправильными поверхностями излома. Примеры: берилл, апатит.

Обычно наблюдается, что в различных кусках одного и того же минерала спайность выражена с неодинаковой отчетливостью, поэтому для изучения спайности желательно иметь возможно большее количество образцов. Блеск спайных плоскостей особенно хорошо заметен в отраженном свете, если изучаемый образец повертывать под разными углами к глазу.

Спайность может наблюдаться по одному направлению (слюда), по двум направлениям (полевой шпат), по трем направлениям (известковый шпат, каменная соль), по четырем направлениям (плавиковый шпат), и даже по шести направлениям (цинковая обманка).

Удельный вес. Удельный вес минералов колеблется в широких пределах от 0,8 (нефть) до 19,0 (самородная платина).

Для некоторых минералов (барит, церуссит, вольфрамит) удельный вес является важнейшим признаком при их определении по внешнему виду. Важно научиться определять удельный вес грубо, приблизительно, взвешивая кусок минерала на ладони, — различать минералы «легкие», «тяжелые» и «очень тяжелые».

Излом. При раскалывании минералов получаются или ровные плоскости спайности или неровная поверхность, называемая изломом. Чем совершеннее спайность, тем труднее установить характер излома. Последний особенно типичен для некоторых минералов с несовершенной спайностью и для таких, в которых спайность отсутствует.

Для определения минералов особенно важны следующие виды излома:

1. Раковистый — похожий на внутреннюю поверхность раковины,

¹ Наввание «шпат» — немецкое, происходящее от глагола «spalten» — раскалывать, и дано было немецкими рудокопами нескольким распространенным минералам, обладающим ясно выраженной спайностью — известковому шпату, плавиковому шпату, полевому шпату и др.

цедона. кварца, обсидиана (вулканического стекла), опала, хал-

полусвободные занозы, как например у асбеста, кремня. 2. Занозистый -- когда на поверхностях излома заметны мелкие

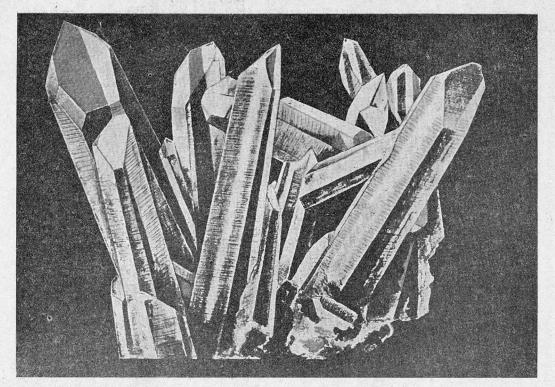


Рис. 29. Друза кристаллов горного хрусталя. Дофинэ, Франция.

чечками, как у 3. Крючковатый — поверхность излома самородной меди, серебра и других ковких покрыта мелчими металлов. покрыта крю-

ностью мелкой пылью, Магнитные Землистыйцействуют на магнитную как свойства. - если у боксита, поверхность Некоторые глины, стрелку излома матовая мела. минералы (как обладают кусок железа, но Z магнитнесколько слабее) или сами притягиваются магнитом. Так как магнитных минералов очень немного, магнитность является важным признаком, позволяющим сразу установить название минерала.

Для определения этого свойства пользуются магнитной стрелкой, помещенной на конце острой иглы. Для определения магнитности мелких кусочков и обломков минерала очень удобно пользоваться небольшим подковообразным магнитом или намагнитить лезвие карманного ножа, который служит одновременно и для определения твердости минералов.

Примеры магнитных минералов: 1) магнитный железняк (иногда он полярно-магнитен, т. е. сам является природным магнитом), 2) пирротин, 3) природная платина (разновидности, содержащие много

железа).

Формы нахождения минералов в природе

В зависимости от условий образования и химического состава минералы нередко образуют весьма характерные по виду естественные скопления зерен или кристаллов, называемые минеральными агрегатами.

Отметим следующие, наиболее типичные из них:

1. Друзы — сростки кристаллов, прикрепленных одним концом к общему основанию, благодаря чему у них окристаллизованы

только свободные концы. На рис. 29 изображена друза кристаллов горного

хрусталя.

2. Конкреции — округлые и другой формы минеральные скопления, образующиеся в пористых осадочных породах (песках, некоторых глинах), где происходит стяжение минерального вещества к одному центру. Кристаллы нарастают в виде радиально расположенных лучей, а концы их образуют очертания конкреции.

Примерами могут служить конкреции марказита FeS₂ (рис. 30), конкреции фосфоритов (рис. 84), сферосидеритов, кремней и некоторых других минералов, образующихся среди осадочных пород.

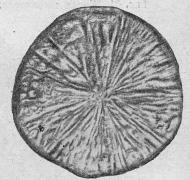


Рис. 30. Конкреция марказита

Формы конкреций — шаровидные, сплюснутые, неправильно округленные, а размеры — от величины лесного ореха до крупных масс, достигающих весом до 10 кг и более.

3. Жеоды представляют полости в горной породе, отчасти заполненные минеральным веществом. Обычно это происходит, если в тустоту проникает минералообразующий раствор и выделяющиеся из него кристаллы образуются на стенках, давая друзы, причем в середине обычно остается свободное пространство. Чаще всего встречаются жеоды, наполненные кристаллами горного хрусталя, реже аметиста, кальцита и других минералов (рис. 31). Особенно часто жеоды встречаются среди бурых железняков. 4. Оолиты получаются, если минеральное вещество осаждается из раствора на какие-нибудь зернышки — песчинки, тела бактерий, покрывая их как бы скорлупками, налегающими одна на другую.

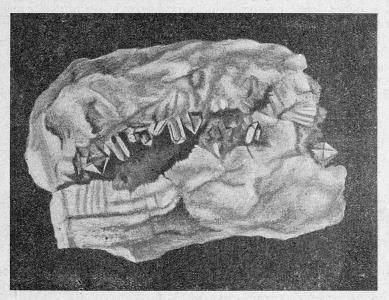


Рис. 31. Жеода с кристаллами дымчатого горного хрусталя, берилла и топаза.

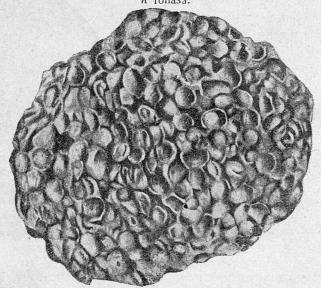


Рис. 32. Арагонит оолитового строения. ("гороховый камень").

В результате этого процесса получается скопление оолитов— шариков минерала с концентрически-скорлуповатым строением, иногда волокнистым, соединенных между собою минеральным цементом 28

сходного состава. Размеры отдельных оолитов в среднем колеблются от просяного зерна до размеров горошины. Оолитовое строение наблюдается в арагоните $CaCO_3$ ромбической системы (рис. 32), от-

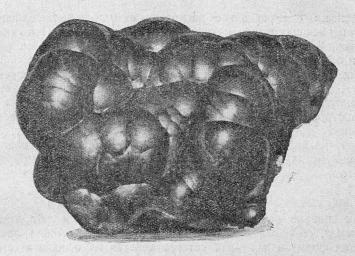


Рис. 33. Красная стеклянная голова. Англия.

лагающемся в теплых известковых источниках Карлсбада (Чехо-Словакия), в оолитовых бурых железняках морского происхождения, например в Керченском месторождении (Крым), в известняках в окрестностях Севастополя (Крым) и некоторых других минералах и горных породах осадочного происхождения.

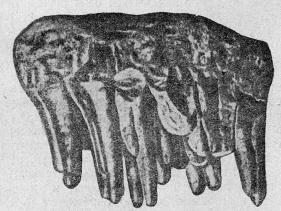


Рис. 34. Натечные формы лимонита.

5. К оолитам отчасти примыкают характерные образования, имеющие округлые гладкие, как бы отщлифованные поверхности бурого, черного и буровато-красного цвета, названные старинными рудокопами «стеклянной головой» (рис. 33). Эти образования состоят из опала $SiO_2 \cdot nH_2O$ (гидрата кремнезема) и представляют губчатые массы, впитавшие в себя минеральные вещества, например лимонит

 $2{\rm Fe_2O_3} \cdot 3{\rm H_2O}$ или соединения марганца, собирающиеся на натечных образованиях и придающие им блеск как бы лакированной поверхности. Их строение очень сходно со строением оолитов, но скорлуповатые наслоения имеют довольно большую толщину и сложены параллельными или радиально расходящимися волокнами, расположенными перпендикулярно к поверхности скорлупы. При обработке «стеклянной головы» соляной кислотой соединения железа растворяются и остается радиально-лучистая губчатая масса опала.

В зависимости от цвета и состава различают «бурую стеклянную голову», пропитанную лимонитом (бурым железняком) и «красную

стеклянную голову», пропитанную гематитом Fe₂O₃.

По строению к ним примыкают натечные формы в виде сосулек, почек и т. д., в которых часто встречаются лимонит (рис. 34), пиролюзит, малахит и другие минералы, образующиеся из водных растворов, притекающих по какой-нибудь поверхности и испаряющихся при этом.

Химия минералов

Как сказано во «Введении», минералы представляют химические соединения, образовавшиеся в земной коре естественным путем. Химическая формула минерала устанавливается на основании его химического анализа, дающего процентный состав исследуемого вещества. Зная процентный состав, легко перейти и к формуле.

Формулы минералов изображают не только его химический состав, но и характер соединения элементов. Так, формула малахита $CuCO_3Cu(OH)_2$ указывает, что вода в нем связана с медью весьма прочно, входя в молекулу не в виде H_2O , а в виде гидроксила OH, и будет выделяться лишь при значительном нагревании.

Если два элемента могут замещаться один другим путем изоморфизма 1 , то сгруппированные знаки их заключают в скобки, отделяя один от другого запятыми. Так, формула вольфрамита (Fe, Mn) WO $_4$ указывает, что Fe и Mn могут замещаться один другим, что и наблюдается в широких пределах для вольфрамита из разных месторождений.

Прекрасным примером изоморфизма могут служить известковонатровые полевые шпаты — плагиоклазы, представляющие собою изоморфные смеси двух минералов — альбита $\mathrm{Na_2Al_2Si_6O_{16}}$ и анортита $\mathrm{CaAl_2Si_2O_8}$ — в различных пропорциях, причем физические и оптические свойства различных плагиоклазов представляют постепенные переходы от свойств альбита к свойствам анортита.

Закономерность этих изменений настолько велика, что количество каждого из компонентов, а следовательно и химический состав соответствующего плагиоклаза, обычно определяют путем измерения некоторых физических свойств его (чаще всего удельного веса или оптических свойств), а не путем химического анализа, что было бы слишком долго и дорого.

¹ Изоморфными мы называем химические соединения, которые имеют сходный химический состав и кристаллизуются в формах, весьма близких по своему строению.

Другим примером изоморфизма могут служить минералы группыангидрита.

Все эти минералы, имея сходный химический состав, кристаллизуются в ромбической системе в классе $3L^2$ с 3P.

В природе очень редко наблюдается, что химический состав минерала исчерпывающе выражается его химической формулой, в которую не входят примеси, присутствующие в минерале в изменчивых количествах.

Эти примеси или являются компонентами изоморфной смеси, или дают твердые растворы, как видно на примере пирротина $Fe_{\tau}S_{s}$, который рассматривают как твердый раствор серы в односернистом железе FeS, или же представляют микроскопические включения посторонних минералов.

Типичным примером последнего случая является медистый пирит, содержащий 2—3 и более процентов меди и, кроме того, нередко серебро и золото. Эти соединения присутствуют обычно в виде тонких механических включений халькопирита, реже в форме изоморфной подмеси, и создают главную промышленную ценность пирита, но в формулуминерала не входят.

Полиморфизм

Полиморфизмом называют способность вещества образовыватьдве или несколько разновидностей, которые имеют один и тот же

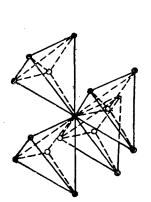


Рис. 35. Расположение атомов углерода в алмазе.



Рис. 36. Расположение атомов углерода в графите.

химический состав, но разные физические и физико-химические свойства.

Среди минералов известно несколько примеров полиморфизма. Так, кальцит CaCO₃ кристаллизуется в гексатональной системе, а арагонит CaCO₃ — в ромбической системе. Пирит (кубической си-

стемы) и марказит (ромбической системы) представляют полиморфные разновидности (модификации) сернистого железа и имеют одинаковый химический состав — FeS_2 . Прозрачный алмаз, имеющий твердость 10 и кристаллизующийся в кубической системе, и черный непрозрачный графит с твердостью 1, образующий таблитчатые кристаллы гексагональной системы, имеют одинаковый химический состав и представляют чистый углерод C .

Образование той или иной полиморфной модификации вещества при одинаковом составе исходного продукта обусловлено определенными физико-химическими условиями, главным образом температу-

рой и давлением, при которых минерал образовался.

Полиморфизм объяснен благодаря исследованию внутренней структуры ряда минералов рентгеновскими лучами, причем установлено в полиморфных минералах различное расположение атомов в пространстве. На рис. 35 и 36 представлена внутренняя структура алмаза и графита. При сопоставлении этих схем делается понятной разница в физических свойствах этих минералов, зависящая от расположения в пространстве атомов углерода.

Парагенезис

Наблюдая распространение различных минералов в земной коре, мы замечаем, что многие из них встречаются совместно в одних и тех же месторождениях и горных породах. Так, например, очень часто встречаются совместно руды серебра и свинца или свинцовый блеск и цинковая обманка.

Еще в средние века чешские, немецкие и шведские рудокопы обратили внимание на такое совместное нахождение некоторых минералов и стали применять на практике собранные сведения, руководясь при поисках ценных руд и благородных металлов «спутниками» их. Вопросом этим занимались шведские и немецкие ученые XVIII века, но только в середине 40-х годов XIX столетия немецкий ученый Брейтгаупт свел воедино накопившиеся за много лет наблюдения и впервые развил понятие парагенезиса минералов — учение о минеральных ассоциациях (совместном нахождении минералов в природе) и обо всех химических и геологических отношениях их к окружающей среде, имеющее огромное значение для минералогии и в особенности для генезиса минералов.

Изучая естественные ассоциации минералов, мы можем не только установить способ образования отдельных членов такой ассоциации, но и последовательность их выделения, характер взаимодействия минеральных растворов с боковыми породами и т. д. Так, наблюдая кусок бурого железняка с остатками пирита внутри, мы заключаем, что бурый железняк образовался из пирита путем окисления его. Пласты гипса часто встречаются совместно с пластами каменной соли, что приводит к заключению об образовании гипса в морских заливах и лагунах путем выделения из насыщенного раствора морских солей.

Ассоциации минералов настолько закономерны и постоянны, что иногда по образцу минерала в коллекции мы можем по парагенезису определить его месторождение.

Особое значение для изучения парагенезиса имеют псевдоморфозы, т. е. отложения одного минерала в форме другого. Простейшей формой псевдоморфоз являются окаменелости, когда органическое вещество раковины молюска нацело замещено кальцитом или кварцем. Особенно типичны псевдоморфозы лимонита по пириту — кубики пирита, перешедшие в результате процессов окисления в бурый железняк, причем последний, будучи аморфным минералом, имеет правильную форму кристаллов пирита, представляя точный его слепок. Другим примером могут служить псевдоморфозы каолина по ортоклазу — моноклинические кристаллы ортоклаза, превратившиеся в результате выветривания в каолин, но сохранившие типичную для них форму.

ОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДЕ

Земная кора

Минералогия изучает преимущественно литосферу, или твердую земную кору. Те глубины, до которых мы можем исследовать ее непосредственно при помощи наблюдений в шахтах или буровых скважинах, не превышают $3\,400~m^4$. Только посредством изучения выступающих на поверхность складок горных пород или горных массивов мы можем распространить наши знания о составе земной коры на большую глубину — максимум $20~\kappa m$.

Земная кора состоит из горных пород, горные породы составлены из различных минералов. Зная химический состав отдельных минералов и горных пород, а также их распространение в земной коре, можно определить и средний химический состав земной коры.

Американские ученые Ф. Кларк и М. Вашингтон на основании нескольких тысяч химических анализов горных пород из разных местностей всех частей света вычислили распространение в земной коре отдельных химических элементов и получили такие данные для важнейших элементов (стр. 34).

Сравнивая по этой таблице распространенность отдельных химических элементов в земной коре, мы видим, что первые 8 элементов составляют 98,58% земной коры, причем среди них мы находим только два металла, имеющих крупное значение в технике — алюминий и железо. Все остальные элементы составляют только 1,42% земной коры и среди них находятся не только углерод, но и сера, марганец и все цветные и драгоценные металлы.

Отметки скважин неточны, так как измерения дают не вертикальную линию, а длину скважины, несомненно, искривленной или зитзагообразной. Самая глубокая буровая скважина в СССР закончена бурением в марте

1935 г. и находится в Бакинском районе на промыслах им. Азизбекова. Она меет в глубину 2 043 м и давала первоначально более $400\ r$ нефти в сутки.

¹ Самые глубокие рудники мира не достигают глубин 2,5 км; золотые рудники Village Deep Mine в Южной Африке — 2 289 м, Morro Velho (St. John del Rey) в Бразилии — 2 262 м. Самыми глубокими буровыми скважинами являются буровые на нефть: в штате New Mexico (США) скважина Тихрап — 3 270 м, скважина в штате Oklahoma 3 400 м. В последней буровой температура на глубине 2 450 м равна 111° С; предполагали, что на глубине 3 000 м она достивнет 140°С и даст для промышленности перегретый пар, что и оправдалось.

Распространение химических элементов в земной к ре по Ф. Кларку и М. Вашингтону

	В процентах	
O — 46,71	C1 — 0,045	Pb — 0,002
Si - 27,69	Cr — 0,035	Co - 0.001
A1 — 8,07	F = 0.029	B - 0.001
Fe — 5,05	Zr = 0.025	Be 0,001
Ca — 3,65	Ni — 0,019	Mo - 0.00072
Na - 2,75	Sr 0,018	As 0,00055
K - 2,58	V 0,016	Sn — 0,0005
Mg - 2.08	Ce, Y — 0,014	Sb — 0,0000 2 3
Ti — 0,62	Cu 0,010	Cd — 0,000011
H - 0.14	U 0,007	J — 0,000006
$P \rightarrow 0.13$	W — 0,005	Ag 0,000004
C — 0,094	Li — 0,004	Hg 0,0000027
Mn = 0,090	Zn - 0.004	Au 0,0000001
S - 0.052	Nb, <u>Ta</u> 0,003	Pt 0,0000001
Ba 0,050	Th 0,002	

При этом оказывается, что такие всем известные и распространенные в обыденной жизни и технике металлы, как медь и цинк, менее распространены в земной коре, чем «редкие» элементы—ванадий (V), церий (Се) и иттрий (Y), и что содержание свинца и олова гораздо меньше, чем ниобия (Nb) и тантала (Та). Указанные выше «редкие» элементы — ванадий, церий, иттрий и др. — концентрируются главным образом в магмах, где играют мало выясненную роль минерализаторов (см. ниже «Пегматитовые жилы»), причем по преимуществу равномерно распределены в горных породах и гораздо реже входят в состав минералов, из которых к тому же извлекаются с большим трудом, тогда как медь, цинк, свинец и олово главным образом сконцентрированы в рудных месторождениях в виде распространенных минералов, из которых легко выплавляются соответствующие металлы.

Этим обстоятельством, а также и тем, что многие «редкие» элементы не нашли еще себе достаточного применения в технике, и объясняется столь большое различие между редкостью элемента в практике и распространением его в земной коре.

По Кларку 95% земной коры составляют изверженные горные породы, т. е. застывшая магма, вышедшая из расплавленного ядра нашей планеты. Типичным представителем таких пород будет застывший на большой глубине гранит или затвердевшая на поверхности лава.

Лежащие близко от поверхности земли изверженные горные породы разрушаются под действием атмосферных агентов — O, CO_2 и H_2O , а также перемен температуры, ветра, текучих вод и образуют кору разрушенных пород, к которым принадлежат и осадочные породы — глины, пески, песчаники, известняки и т. д. Осадочные породы подобно изверженным состоят из различных минералов. Главными из этих минералов являются кварц, каолин и кальцит.

Наконец, пласты осадочных пород, подвергшиеся вновь действию горообразующих сил или высокой температуры поднявшейся из недр земли магмы, превращаются в сланцы, кварциты и мраморы, называемые метаморфическими (измененными) породами, которые, подобно осадочным породам, состоят из различных минералов. Извер-

женные горные породы также состоят из различных минералов, иногда ясно видных в куске породы простым глазом. Кларк произвел интересные вычисления и получил для относительного распределения важнейших минералов в земной коре такую таблицу:

Названия минералов или групп минералов	Количество в земной коре в ⁰ / ₀	Названия минералов или групп минералов	Количеств в земной коре в ⁰ / ₀
Плагиоклазы	3,6	Глины	
			100,0

Образование минералов в природных условиях происходит в различных частях земной коры и тесно связано с процессами породообразующими. Поэтому процессы минералообразования, как и горные породы, можно разбить на три основных группы: первую группу составляют минералообразующие процессы, идущие непосредственно в магме или тесно связанные с газообразными составными частями и водными растворами зоны магмы; ко второй группе принадлежат процессы образования минералов, идущие среди осадочных горных пород на земной поверхности или на небольшой глубине при деятельном участии природной воды и организмов, и наконец, к третьей группе относятся процессы минералообразования, протекающие среди метаморфических пород, нередко при большом давлении.

Зоны земной коры

Процессы минералообразования, идущие в земной коре на различных глубинах, стоят в тесной зависимости от внешних условий, в особенности от температуры и давления, а также и от химического состава окружающих горных пород и минералов.

По характеру преобладающих процессов образования и изменения горных пород и минералов земная кора может быть разделена на три основных зоны. 1) зону магмы, 2) зону анаморфизма (метаморфизма), 3) зону катаморфизма. Схематический разрез через литосферу с подразделением ее на зоны приведен на рис. 37. Глубины указаны в километрах.

По Ван-Хайзу верхний слой литосферы носит название зоны ката-морфизма (разрушения), так как в этой области сложные соединения разрушаются и часто разлагаются на более простые.

Зона катаморфизма в свою очередь разделяется на находящийся ближе к поверхности мощный пояс выветривания и лежащий ниже пояс цементации.

Пояс выветривания Ван-Хайз разделяет на область поверхностного выветривания и область глубинного выветривания.

Область поверхностного выветривания прилегает непосредственно к поверхности земли, благодаря чему главную роль здесь играют кислород воздуха и природная (грунтовая) вода, просачивающаяся в землю и содержащая в растворе CO_2 и другие газы; кроме того, немалое значение имеет деятельность организмов. Реакции идут при небольшом, часто атмосферном, давлении и низких температурах (биосфера).

уВ области глубинного выветривания реакции образования и изменения горных пород и минералов идут уже при несколько повышен-

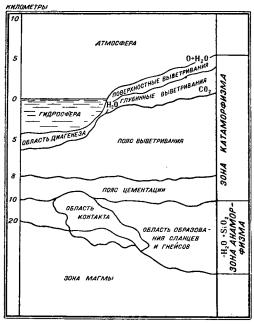


Рис. 37. Схема зон земной коры. (По Ван-Хайзу и др.)

ных температуре и давлении в связи с большей глубиной. Главную роль здесь играют проникающая сюда природная вода и утлекислый газ.

Пояс цементации отличается еще более высокой температурой и давлением. В этой области в химических реакциях образование гидратов заметно преобладает над простым окислением.

Область диагенеза лежит на дне океана и охватывает осадочные породы, по преимуществу известняки. Вода, просачивающаяся между частицами торных пород, растворяет известь в одних местах и откладывает в других, благодаря чему осадочные рыхлые породы превращаются в плотную цементированную однородную массу.

Зона катаморфизма на значительных глубинах, более 10 км, сменяется зоной анаморфизма, горные породы и минералы делаются более плотными и приобретают кристаллическую структуру под влиянием горообразующих процессов или под давлением вышележащих пород. Здесь образуются типичные метаморфические породы— гнейсы и сланцы, а содержащие воду минералы переходят в соответствующие ангидриды. Для этой зоны особенно характерны процессы силификации — образования силикатов (кремнекислых соединений) из известковых пород и кремнезема. Давление здесь очень значительно и достигает до 1 000 атмосфер. Вода в зоне анаморфизма находится частью в жидком виде, частью в виде перегретых паров.

На границе между зоной анаморфизма и нижележащей зоной магмы на рис. 37 отмечена область контакта.

В этой области процессы образования минералов и горных пород протекают под влиянием высокой температуры расплавленной магмы и выделяющихся из нее раскаленных газов и паров.

Граница, с которой начинается наиболее глубинная зона магмы, показана чисто гипотетически. Переход между зоной анаморфизма и зоной магмы не резок, обе зоны связаны вязкими образованиями.

В зоне магмы господствует высокая температура, превышающая 1500°, и высокое давление мощного слоя вышележащих горных пород в десятки километров.

Горные породы и минералы, попадающие сверху в эту зону, переплавляются и ассимилируются магмой и снова перекристаллизовываются, приобретая иной вид, состав и структуру.

Магма и ее диференциация

Первоначальный расплавленный материал горных пород и минералов называют магмой. Буквально греческое слово «магма» обозначает густую тестообразную массу.

Магма представляет взаимный раствор своих компонентов, из которых важнейшими и преобладающими являются силикаты. Кроме того, в магмах всегда встречаются газы, главным образом пары перегретой воды, гидроксильные группы (OH), HF, H₂S, HCl, CO, CO₂ и летучие соединения S, P и B, присутствие которых уменьшает вязкость магмы и понижает температуры плавления силикатов и таким образом способствует кристаллизации.

Эти газообразные вещества, называемые «минерализаторами», могут иногда образовывать летучие соединения с некоторыми из силикатов и другими составными частями магмы и вместе с ними переноситься в направлении уменьшающегося давления.

Таким образом равновесие в магме нарушается, особенно при изменении температуры и давления, причем происходят разнообразные реакции между ее составными частями и в результате местного обогащения одним или несколькими компонентами начинается кристаллизация.

Магма данного состава при различных условиях температуры и давления может образовать разные сочетания минеральных групп.

Например, смесь ортоклаза и биотита в известных пропорциях имеет тот же валовой состав, как и смесь лейцита и оливина:

$${
m K_2Al_2Si_6O_{16}}+{
m K_2Mg_2Al_2Si_3O_{12}}=2{
m K_2Al_2Si_4O_{12}}+{
m Mg_2SiO_4}$$
 оливин

Из магмы указанного выше состава лейцит и оливин кристаллизуются при высокой температуре и низком давлении, если магма изливается на поверхность земли в виде лавы, между тем как ортоклаз и биотит выделяются при более низкой температуре и высоком давлении, при затвердевании магмы на большой глубине.

В настоящее время некоторые ученые (Дэли) считают, что первоначальной магмой является магма базальтовая и что все разнообразие горных пород и образующихся из них минералов может быть объяснено диференциацией этой магмы, т. е. способностью расщепляться

или распадаться на различные части, которые образуют отдельные массы горных пород и скоплемия рудных минералов.

Диференциация магмы представляет очень сложный физико-химический процесс, который происходит частью в еще жидкой магме, частью во время ее застывания

Поднимаясь из глубин земли, магма находится в неустойчивом подвижном состоянии, изменяется ее температура и давление, в связи с чем то ослабляется, то усиливается выделение газов и летучих веществ, растворенных в магме и оказывающих сильное влияние на минералообразование. Весьма важную роль играют при этом процессы ассимиляции или усвоения жидкой магмой боковых пород, которые расплавляются ею и обогащают ее добавочными составными частями. При ассимиляции известняков увеличивается содержание кальция, доломиты дают кальций и магний, песчаники и кварциты обогащают магму кремнеземом и т. д.

Если огромная масса магмы будет подниматься из глубин и постеленно охлаждаться, то еще в жидком состоянии произойдет некоторое разделение магмы по удельному весу и ее ликвация, т. е. отделение жидкой рудной части при кристаллизации силикатов, аналогичное как бы выжиманию, причем в нижней части магматического бассейна будут ложиться слои более тяжелые, более богатые соединениями железа, марганца и титана, чем в верхней зоне.

Мы знаем, что в первую очередь начинают кристаллизоваться рудные и темные железо-магнезиальные минералы, — пироксены, оливин, магнетит и др. Под влиянием силы тяжести эти минералы, имеющие больший удельный вес, чем магма, будут погружаться и постепенно скопляться в более глубоких частях, причем рудные минералы будут опускаться глубже силикатов и могут образовать более или менее значительные массы. Этот процесс, обусловленный силами тяжести, осложняется влиянием других факторов — нарушением равновесия среды, возникновением токов в самой магме и движением мапмы под влиянием горообразующих процессов, — в результате чего рудные минералы нередко распределяются в магме в виде неправильных масс, называемых шлирами, штоками (хромиты), иногда жильными телами (титано-магнетиты).

В ряде случаев, однако, можно предположить, что под влиянием условий равновесия минералов в магме и действия минерализаторов начинается усиленная кристаллизация легких кислых или щелочных алюмосиликатов, которые начинают всплывать наверх и концентрироваться в верхней части массива, где собирается также избыток свободного кремнезема, кристаллизующийся в виде кварца, причем остаточная часть магмы обогащается более тяжелыми, рудными минералами.

Этот процесс приводит также к обособлению в нижней части магматического массива рудных минералов, а летучие составные части магмы концентрируются в его кровле, обогащая верхнюю зону чрезвычайно разнообразными химическими элементами.

При такой схеме застывания магмы на ее периферии получаются различные кислые породы, например граниты, кварцевые диориты и др., обычно богатые акцессорными минералами, пегматитами, аплитами и т. д.

Минералы магмы

Как указано выше, магма представляет расплавленную силикатовую массу, находящуюся во внутренних частях земного шара. Поднимаясь с большой глубины по трещинам земной коры, магма теряет летучие вещества (H_2O , HF, HCl, H_2S и др.), отчасти растворяет и ассимилирует окружающие горные породы и диференцируется по удельному весу, благодаря возникающим химическим процессам, так как резко меняются температура и давление. Наконец, магма застывает на поверхности или в трещинах и пустотах земной коры.

При застывании магмы происходит химическое взаимодействие растворенных веществ, выделение твердых веществ из пересыщенного раствора и, наконец, простое затвердевание расплавленной массы растворителя, причем образуются различные минералы.

В результате процесса диференциации магматического бассейна в первых его стадиях магма разделяется на кислую, более легкую, собирающуюся в верхних частях батолита и в его кровле, и основную, тяжелую, которая концентрируется в нижних частях и в глубине.

Наиболее распространенными минералами кислой магмы являются породообразующие минералы кислых горных пород — кварц, ортоклаз, микроклин, слюды, гранаты, турмалин, кроме того, реже встречаются роговая обманка, корунд, циркон; из сернистых соединений — пирит, кристаллы которого нередко встречаются в гранитах, молибденовый блеск и ряд других минералов разных классов.

Самыми важными минералами основной магмы будут оливин, пироксены (в особенности авгит и диаллаг), плагиоклазы, роговая обманка, а из окислов — магнетит и ильменит. Для ультраосновных магм характерны те же минералы, кроме того, хромит и самородная платина, а для щелочных магм — нефелин и апатит.

Процессы минералообразования, связанные с магмой

Материнским веществом всех горных пород и минералов является магма — расплавленная силикатовая масса, находящаяся в настоящее время во внутренней части земли. Магма поднимается по трещинам в земной коре и то изливается на поверхность земли через кратеры и трещины вулканов в виде лавы, то застывает на некоторой глубине, иногда образуя тела очень крупных размеров — до нескольких километров в длину и ширину, при затвердевании которых идут сложные процессы минералообразования.

Вырывающиеся из остывающей на некоторой глубине магмы раскаленные пары и газы — первоначально главным образом пары тяжелых металлов — проникают в окружающие ее горные породы и вступают с ними во взаимодействие, в особенности с известняками, причем образуются минералы контактов.

При постепенном затвердевании магматического тела одни минералы скопляются в большем или меньшем количестве, образуя рудные шлиры 1, другие выносятся за пределы магматического очага и затвердевают в оболочке, и наконец, третьи входят в состав горной породы, которая получается из застывшей магмы.

¹ Шлиры — неправильной формы, часто пластообразные массы минерала среди массивной горной породы.

В конце затвердевания магматического массива в глубине его скопляются самые кислые остатки магмы, богатые минерализаторами (в особенности парами воды и летучими соединениями F, Cl, В и P), понижающими температуру затвердевания и делающими магму более подвижной. Эти кислые остатки извергаются из глубины магматического очага и затвердевают или в самом теле массива, или проникают в его оболочку, давая пегматитовые жилы.

Выделяющиеся из застывающей магмы газы и пары воды постепенно охлаждаются и на некотором расстоянии от магматического очага, сначала очень значительном, а по мере остывания магмы все ближе и ближе к ней, превращаются в перегретые водные растворы, из которых в трещинах и пустотах земной коры образуются многочислен-

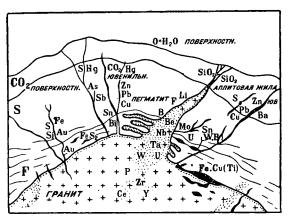


Рис. 38. Схематический разрез через земную кору в области гранитных магм. (По A. E. Ферсману.)

ные минералы гидротермального происхождения, а также минералы рудных жил, месторождения которых чаще всего имеют линейную форму, соответствующую трещинам в земной коре.

Процессы минералообразования в рудных жилах идут при различных температурах и давлении в зависимости от глубины; при этом в одних случаях наблюдается простое заполнение трещин и

пустот, а в других минеральные растворы вступают, кроме того, во взаимодействие с горными породами и минералами оболочки.

Общая схема всех процессов минералообразования, связанных с магмой, видна на прилагаемом рисунке (рис. 38), изображающем разрез через земную кору в области гранитных магм, причем химические символы элементов указывают, в какой части магматической массы или связанных с нею пегматитовых и рудных жил по преимуществу образуются соединения соответствующих элементов. При этом мы видим, что углекислый газ поверхностного происхождения, растворенный в грунтовых водах, играет особенно важную роль в процессах минералообразования, идущих в самых верхних частях земной коры, тогда как утлекислый газ ювенильного происхождения, выделяющийся из магмы и связанных с нею восходящих горячих водных растворов, участвует в минералообразовании на больших глубинах.

Пегматитовые жилы

Когда периферические части магматического тела затвердеют на известную глубину, значительно увеличивается концентрация летучих составных частей магмы — паров и газов. Состав их изменяется, и

среди них получают преобладание пары воды, гидроксильные группы (OH), HF, HCl, B, $\rm H_2S$ и летучие соединения P и C, которые пробиваются по трещинам в периферической части затвердевшей магмы и проникают на некоторое расстояние в оболочку, вызывая образование ряда типичных минералов, как, например, оловянного камня, вольфрамита, шеелита, мышьякового колчедана, молибденового блеска, литиевой слюды, плавикового шпата, топаза, берилла, турмалина и ряда других.

Газообразные составные части магмы, называемые *минерализа-торами*, оказывают особо благоприятное влияние на кристаллизацию магм и минералов и, уменьшая их вязкость и понижая температуру затвердевания, способствуют развитию ряда минералов, которые из безводной магмы, лишенной минерализаторов, не могли бы выделиться.

Остаточная магма имеет более низкую температуру, чем первоначальная, в иных случаях даже ниже 500°. Перед началом своего затвердевания она интрудирует в ранее застывшие части магматического тела и в его оболочку; ее подвижность, благодаря обилию летучих веществ, и низкая точка затвердевания позволяют ей пропитывать и проникать в сланцеватые и трещиноватые породы.

Минерализаторы действуют и на боковые породы, вызывая в них сильные и характерные изменения. Такие процессы известны в особенности в месторождениях оловянного камня. Реакция образования оловянного камня протекает так:

$$SnF_4 + 2H_2O = SnO_2 + 4HF$$
 летучее пары оловянны фтористый камень водород

Фтористый водород при высокой температуре образования в присутствии перегретых паров воды видоизменяет окружающие минералы, причем из силикатов гранита образуется топаз и белая слюда, часто содержащая литий, а гранит превращается в новую горную породу, называемую *грейзеном*, состоящую из названных выше минералов и кварца.

Образования магмы последних моментов ее застывания в обстановке насыщения ее перегретым паром и указанными выше газообразными веществами образуют пегматитовые жилы или пегматиты, а также пневматолиты.

У поверхности застывания магмы минерализаторы особенно энергично реагируют с кристаллизующимися минералами и образуют многочисленные пустоты, где свободно растут кристаллы, причем образуется ряд типичных минералов, по преимуществу с бором и фтором, как топаз, турмалин, плавиковый шпат, лепидолит, берилл и др. Благодаря этой же обстановке свободного роста породообразующие минералы — полевые шпаты, кварц, слюды — отличаются очень крупными размерами и хорошо образованными кристаллами. Так, в Карелии была заложена целая разработка в одном кристалле микроклина; в Индии встречались пластины мусковита до 3 м в диаметре; в Южной Дакоте (США) кристаллы сподумена LiAl(SiO₃)₂, похожие на древесные стволы, достигают 12 м в длину. Кристаллы горного хрусталя в несколько десятков сантиметров длиной не представляют редкости.

В 1929 г. при разработке полевого шпата в Северной Америке были найдены колоссальные кристаллы берилла, образующие радиально-лучистые массы общим весом до $100\ r$; самый большой из них, весом в $18\ r$, имел длину в $5.5\ m$ при толщине $1.2\ m$.

Минералы вулканов

Лава вулканов представляет магму, поднявшуюся из глубин по трещинам и вулканическим кратерам и застывшую на поверхности земли. Среди лавы нередко встречаются в виде включений хорошо образованные кристаллы роговой обманки, авгита и ряда силикатов более редких, по преимуществу принадлежащих к группе цеолитов.

Кроме того, когда лава поднимается из глубин на поверхность земли, в области меньшего давления, растворенные в ней пары и газы

освобождаются и выбрасываются наружу бурными струями.

Газообразные продукты вулканических извержений, главным образом водяной пар, CO_2 , H_2S , SO_2 , HCI, HF и $FeCI_3$, вступая в реакцию друг с другом и с газами атмосферы, дают началю различным минералам, отлагающимся по стенкам вулканических трещин и на краях кратеров вулканов. Таким образом из H_2S и SO_2 получается сера, образующая желтовато-белые выцветы и кристаллы в трещимах застывшей лавы и по бокам кратеров вулканов. При подобных же условиях из хлорного железа и воды образуется железный блеск Fe_2O_3 , а из хлористого свинца и сероводорода — свинцовый блеск.

Иногда такие выделения вулканов достигают довольно крупных размеров. Так, в 1817 г. в одной из трещин Везувия в течение 10 дней образовалась жила железного блеска до 1 м мощностью. Но обычно эти месторождения не имеют практического значения ввиду своих незначительных размеров.

Минералы рудных жил

По мере постепенного застывания магмы газообразные составные части ее и пары воды сгущаются и превращаются в горячие водные растворы, которые образуются сначала на некотором расстоянии от горячего магматического тела, постепенно подвигаясь все ближе к нему. Из этих растворов, циркулирующих по трещинам и порам горных пород, образуется целый ряд минералов гидротермального происхождения, к которым принадлежат и минералы рудных жил.

Водные растворы, циркулирующие по трещинам при высоком давлении и температуре, нередко сильно изменяют боковые породы. Из полевых шпатов, роговой обманки, оливина и авгита образуются слюды (мусковит, циннвальдит, биотит), тальк, эмеевик и карбонаты.

В зависимости от глубины залегания и близости к магматическому очагу различают глубинные жилы, жилы средней глубины и поверхностные жилы. В жилах разных типов минералообразование идет различными путями, в зависимости от господствующей температуры и давления.

Глубинные жилы образовались на глубине 3—4 км, а часто и на большей глубине, при температурах от 300 до 350° и давлении в несколько сот атмосфер. Из рудных минералов для глубинных жил ха-

рактерны медный колчедан, пирротин, молибденит, висмутовый блеск, пирит, арсенопирит, цинковая обманка, реже свинцовый блеск. Из элементов в них чаще всего встречается золото, а из кислородных соединений — магнетит, железный блеск, вольфрамит и шеелит.

Жильным минералом является главным образом кварц, реже —

карбонаты.

В жилах средней глубины процессы минералообразования идут при температурах от 175 до 300° на глубине от 1 200 до 3 600 м и при давлении от 140 до 400 ат. Из рудных минералов в них преобладают главным образом сернистые соединения — пирит, медный колчедан, свинцовый блеск, цинковая обманка и блеклые руды. Из самородных элементов обычны золото и серебро. Жильным минералом, в котором включены руды, является главным образом кварц, но также обычны и карбонаты — кальцит, доломит и реже плавиковый шпат и барит.

Практическое значение рудных жил средней глубины очень велико: они дают большую часть мировой добычи золота, а также се-

ребра, меди и цинка.

В поверхностных жилах процессы минералообразования идут при умеренном давлении и температурах от 50 до 150° на небольших глубинах, причем в некоторых случаях водные растворы выходят на поверхность земли в виде горячих ключей, что дает возможность непосредственного наблюдения процессов образования минералов. В некоторых горячих источниках Калиформии и теперь киноварь выделяется вместе с кремнеземом и пиритом на стенках боковых пород.

Среди рудных минералов поверхностных жил на первом месте стоят золото и серебро. Все практически важные месторождения киновари также относятся к типу поверхностных жил. С киноварью обычно встречаются вместе сурьмяный блеск, марказит, кварц и опал. Жильным минералом является чаще всего кварц, сплошной или в виде отдельных кристаллов. Местами вместо кварца жильными минералами служат кальцит, доломит, барит или флюорит.

Минералы процессов механического выветривания

Горные породы, выходящие на поверхность земли, постепенно разрушаются силою ветра, атмосферных осадков и колебаний температуры и превращаются в кучи обломков и щебня. Эта щебенка уносится текучими водами в долины и отлагается у подножия горных склонов 1, а также в руслах рек и ручьев (рис. 39).

Разрушенные горные породы распадаются на составные части и сортируются водой по удельному весу и по величине зерен. Одновременно идут процессы химического выветривания, причем неизменными остаются только устойчивые минералы, обладающие достаточной твердостью и малой растворимостью в природной воде. Так, в руслах рек и речек образуются вторичные скопления минералов, пески и россыпи. Преобладающим минералом в них является кварц, из кото-

¹ Конусы выносов нефелиновых пород на берегах оз. Имандры на Кольском полуострове практически используются для стекольного производства на многих заводах Европейской части СССР.

рого по преимуществу и состоят пески. Далее в составе песков встречаются зерна магнетита, ильменита, корунда, гранатов, слюд и, значительно реже, зерна малоустойчивых химически полевых шпатов и нефелина.

Для некоторых ценных минералов, в особенности самородного золота, платины, алмазов, рубинов, сапфиров, оловянного камня и реже самородного серебра, россыпи являются обычным местом нахождения

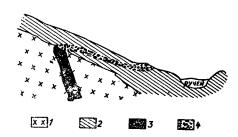


Рис. 39. Схематический разрез разрушающейся золотоносной кварцевой жилы.

1—гранит; 2—сланец; 3—золотоносная жила; 4—разрушенная жила.

их в природе и имеют огромное практическое значение, превосходящее иногда значение коренных месторождений соответствующих минералов.

Минералы процессов химического выветривания

Одновременно с процессами механического выветривания идут и процессы химического изменения разрушающихся горных пород. Главным деятелем при этом является природная вода, действующая как универсальный

растворитель. Она всегда содержит ничтожные количества углекислого газа и кислорода, которые значительно повышают ее растворяющую способность.

При химическом выветривании полевые шпаты и нефелин переходят в каолин и глины, из темных слюд удаляются железо и другие основания, а также полуторные окислы, и они обесцвечиваются. Кварц частью выделяется в виде песка, частью переходит в растворимое состояние. Соли Fe, K, Na, Са и отчасти Мg переходят в раствори уносятся текучими водами. Часть солей Мg входит в состав образующихся в зоне выветривания устойчивых вторичных силикатов и карбонатов,—змеевика (серпентина), талька, магнезита и палыгорскита.

Несмотря на то что при этом переходят в расторимое состояние и уносятся природными водами соединения щелочных, щелочноземельных элементов и отчасти железа, общий объем продуктов химического выветривания, благодаря присоединению воды и более рыхлой (пористой) их структуре увеличивается в среднем на 30% посравнению с объемом первоначальной изверженной горной породы.

Познакомимся теперь с важнейшими минералообразующими процессами и минералами зоны выветривания.

Процессы каолинизации. Как упомянуто выше, *каолин* и *глины* являются продуктами выветривания полевых шпатов и других алюмосиликатов.

Реакции идут примерно так:

$${
m K_2Al_2Si_6O_{16}+CO_2+2H_2O=H_4Al_2Si_2O_9+K_2CO_3+4SiO_2} \ {
m CaAl_2Si_2O_9+CO_2+2H_2O=H_4Al_2Si_2O_9+CaCO_3.} \ {
m aboptit}$$

В состав глин, кроме каолина, входят как механическая примесь водные и безводные окислы железа, алюминия, кремнезема, а также углекислый кальций и ряд сложных водных и безводных вторичных силикатов в небольшом количестве.

Процессы латеритизации. Латеритом, или красноземом, называют продукты выветривания самых разнообразных горных пород в условиях жаркого, но не очень влажного климата; латерит образуется в огромных количествах и в настоящее время представляет обычную почву тропических стран и покрывает почти четвертую часть материков.

Процессы латеритизации связаны с жизнедеятельностью организмов, способствующих разрушению каолинового ядра и образованию датеритов

Латерит состоит главным образом из гидратов окиси алюминия (типа бокситов), окрашенных окислами железа в красновато-бурый или даже темнокрасный цвет, причем кремнезема в нем очень мало или нет совершенно.

Образование латеритов и их окраска обусловливаются главным образом влиянием тепла; при этом железо отлагается в почве не в виде лимонита ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$), а в виде более бедной водой красной гидроокиси железа ($2Fe_2O_3 \cdot H_2O$), а перегной (гумус) быстро разрушается и потому не может накопляться, сообщая почве черную или бурую окраску, характерную для почв умеренных стран.

Латерит представляет то землистую, то твердую, часто пористую массу; красная гидроокись железа иногда скапливается в нем в виде гнезд и крупных залежей, которые разрабатываются в качестве железной руды, причем содержание в них Fe_2O_3 доходит до 72%. В промежутках между этими пнездами и залежами гидроокиси железа латерит белеет и состоит главным образом из гидраргиллита ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$).

В СССР латеритовые почвы распространены на черноморском побережье Кавказа и особенно типично развиты в районе Батума и Чаквы, где они отличаются характерной ржаво-бурой и красноватобурой окраской.

Процессы бокситизации. Процессы латеритизации, происходившие в прежние геологические периоды, тесно связаны с образованием *бокситов* — важнейшей промышленной руды на алюминий.

Бокситы отличаются от латеритов главным образом незначительным содержанием окиси железа и представляют продукт выщелачивания природными водами, богатыми органическими кислотами, алюмосиликатных горных пород при особых условиях влажности и тепла.

При бокситизации горных пород переходят в раствор и уносятся природными водами основания, фосфюрная кислота и большее или меньшее количество кремнезема, содержание которого в боксите часто понижается до 1-4%. Содержание железа обычно колеблется от 0,1 до 2,2%.

Главными составными частями бокситов являются: глинозем, вода и механические примеси окислов железа, глины, кварца и т. д.

Процессы бокситизации нередко идут при деятельном участии углекислого газа, растворенного в грунтовых водах.

Бокситы нередко имеют оолитовое строение — из шариков размерами в горошину или в орех, связанных более темным железистым

цементом; часто наблюдается чередование бокситовых и более красных латеритовых, а также глинистых слоев, указывающих на вторичный характер месторождения и перенос материала водою.

В СССР наиболее разведанные месторождения бокситов находятся в Тихвинском районе Ленинградской области. Бокситы и бокситовые породы имеют вид белых, красных разных оттенков и пестрых землистых масс, то слегка пористых, то довольно плотных, достигающих до 6 и более метров мощности.

В лучших образцах Al_2O_3 содержится 53,2-56,9%; $SiO_2-4,7-$

6.7%; Fe₂O₃ — 18.5—20.7%.

Запасы бокситов определяются в 2 млн. τ первых сортов и более 8 млн. τ третьего сорта.

Месторождения эти образовались вероятно при условиях жаркого и не особенно влажного климата, в нижнекаменноугольный период, когда происходила латеритизация глин. Значительная часть месторождения представляет первичный боксит, а меньшая часть, возможно, образовалась при размывании и переносе природными водами залежей близлежащих латеритов.

Процессы серпентинизации. При действии природных вод, содержащих углекислый газ, на оливиновые породы, например перидотиты и дуниты, оливин превращается в серпентин (змеевик) $H_4Mg_3Si_2O_9$, при чем сопутствующим продуктом выветривания иногда является магнезит $MgCO_3$, а железо, обычно содержащееся в оливине в большем или меньшем количестве выделяется в виде магнитного железняка.

Если выветривается оливин и пироксен (энстатит), реакции идут

так:

$$\mathrm{Mg_2SiO_4} + \mathrm{MgSiO_3} + 2\mathrm{H_2O} = \mathrm{H_4Mg_3Si_2O_9}$$
 серпентин

Оливиновые породы, распространенные по всему Уралу, часто содержат хромистый железняк FeCr₂O₄, который при серпентинизации выделяется и дает месторождения, нередко имеющие крупное промышленное значение. Кроме того, при процессах переработки серпентинов горячими водами в них образуются жилы серпентин-асбеста — волокнистого магнезиального минерала, близкого по составу к эмеевику и имеющего большое промышленное значение как теплои электроизоляционный материал.

Продуктами изменения серпентинов являются также тальк и хлорит. Тремолиты при действии на них воды и углекислоты также могут переходить в тальк по следующему уравнению:

$$CaMg_3Si_4O_{12} + H_2O + CO_2 = H_2Mg_3Si_4O_{12} + CaCO_3$$

Кроме того, тальк образуется из роговых обманок, пироксенов и других минералов, содержащих магний в качестве составной части.

Кремнезем SiO_2 при выветривании частью выделяется в виде песка, частью переходит в раствор и в растворенном состоянии уносится водою. Выделяясь из растворов, кремнезем то служит цементом обломочных пород, давая плотные песчаники и кварциты, то выделяется в трещинах осадочных пород в виде жильного кварца или дает прекрасные кристаллы горного хрусталя среди глинистых сланцев и известняков.

Из водных же растворов выделяются халцедон, кремень и опал.

Минералы разрушающихся рудных жил

Рудные жилы, вскрытые процессами эрозии и выходящие на дневную поверхность, также подвергаются процессам выветривания, причем колебания температуры, вода, замерзающая в трещинах и корни растений механически разрушают как окружающие горные породы, так и тело самой рудной жилы, а проникающие по трещинам грунтовые воды, богатые растворенным кислородом, углекислотой и органическими веществами, являются главным деятелем, производящим химическое разрушение.

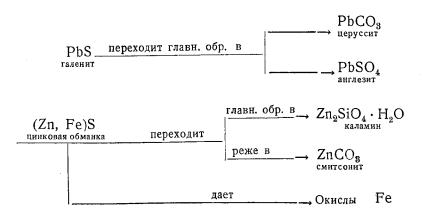
Рудные минералы в таких жилах состоят по преимуществу из сернистых соединений, в связи с чем процессы их химического выветривания идут обычно более интенсивно, чем разрушение окружающих горных пород, и вызывают образование ряда новых вторичных рудных минералов и перераспределение содержания в рудной жиле металлов, что имеет иногда большое экономическое значение.

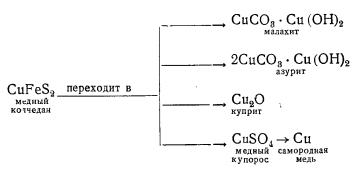
Под влиянием процессов выветривания горные породы и заключенные в них руды превращаются в сочетания минералов, наиболее устойчивых в условиях, господствующих на земной поверхности; постепенно образуются более или менее рыхлые массы измененных горных пород — глин, песка, бурого железняка и труднорастворимых на поверхности углекислых и сернокислых солей, обогащенных сульфидов меди и других металлов, а также устойчивых самородных элементов — золота, серебра и меди.

Эта верхняя часть разрушающейся рудной жилы носит название зоны окисления и имеет различную мощность в зависимости от количества атмосферных осадков, уровня грунтовых вод, водопроницаемости пород, рельефа местности и, в особенности, первоначального состава минералов рудной жилы.

Часто зона окисления бывает окрашена в желто-бурый или красно-бурый цвет, состоит из окислов железа, и поэтому носит название железной шляпы. Иногда она бывает настолько богата железом, что разрабатывалась в качестве железной руды, например во многих местах Урала.

Ход процессов изменения важнейших рудных минералов в зоне окисления представлен в следующих схемах:





Кроме того, при окислении медного колчедана получается железный купорос $FeSO_4$, а конечным продуктом является лимонит $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O_3$.

При окислении пирита и пирротина (магнитного колчедана), которые содержат серы больше, чем ее нужно для образования сульфата железа, получается свободная серная кислота, как видно из уравнений реакции:

$$FeS_2 + H_2O + 7O = FeSO_4 + H_2SO_4$$

 $Fe_7S_8 + H_2O + 31O = 7FeSO_4 + H_2SO_4$
пирротин

Конечным продуктом окисления железа, входящего в пирит и пирротин, является опять-таки лимонит.

Если в состав сульфидных минералов входили золото или серебро, они обычно выделяются в зоне окисления в самородном состоянии, как иногда выделяется и медь.

В более глубоких слоях разрушающейся рудной жилы вертикальное движение грунтовых вод, притекающих по трещинам сверху, замедляется и, наконец, ниже гидростатического горизонта сменяется медленным движением в горизонтальном направлении, благодаря чему доститается наиболее длительное соприкосновение между минералами и водою. Кроме того, грунтовые воды в этой зоне почти лишены кислорода и углекислоты, израсходованных на образование карбонатов и окислов в зоне окисления и могут содержать свободную серную кислоту и медный купорос, получающиеся в качестве побочных продуктов в зоне железной шляпы (см. выше).

Эти растворенные вещества, реагируя с сульфидами, дают вторичные руды, типичные для меднорудных жил. Реакции идут примерно так.

$$ZnS + CuSO_4 = CuS + ZnSO_4;$$
иниковая обманка
 $CuFeS_2 + CuSO_4 = 2CuS + FeSO_4.$
халькопирит

Подобным же образом из медного колчедана получаются медный блеск Cu_2S и, реже, борнит Cu_3FeS_3 или $3Cu_2S \cdot Fe_2S_3$.

Зона образования этих вторичных руд носит название зоны це-ментации (по характеру реакций) или зоны вторичного обогащения,

так как вторичные сульфиды содержат гораздо больше меди, чем исходный материал — халькопирит 1 .

Практическое значение описанных выше процессов делается ясным при рассмотрении прилагаемого рисунка (рис. 40), на котором показаны границы отдельных зон, типичные для них минералы и приведено содержание меди в преобладающих рудных минералах. Мы видим, что в результате процессов окисления и вторичного обогащения (цементации) содержание меди, составлявшее в глубинной зоне всего 1—3%, может в некоторых случаях повышаться в зоне цементации до 55—

79%, а в зоне железной шляпы даже до 88% благодаря выделению меди в виде куприта и отчасти в самородном состоянии.

Минералы морей и озер

При химическом выветривании горных пород соли Na, K, Ca, Mg и Fe переходят в раствор и уносятся природными водами. При этом соли калия в довольно значитель-

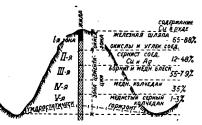


Рис. 40. Характер оруденения медных жил. (По Демарэ).

ном количестве поглощаются корнями растений, извлекающими их из почвы, а другие соли и часть соединений калия попадают в реки и далее в моря и озера.

В мелководных морских заливах и лагунах, отделенных от моря, и в лишенных стока соляных озерах, где происходит усиленное испарение воды, концентрация солей повышается и, наконец, наступает такой момент, что одна из растворенных солей выпадает в виде осадка. Первым обычно выделяется наименее растворимый гипс CaSO₄ · 2H₂O₅, затем каменная соль, далее калийные и калийно-магнезиальные соли — сильнин KCl, карналлит КСl · MgCl₂ · 6H₂O — и др. минералы.

В некоторых случаях, как, например, в мелководном заливе Каспийского моря Карабугазе, наблюдаются любопытные процессы минералообразования, стоящие в тесной зависимости от температуры. Карабугаз соединен с морем узким проливом и находится в сухом, резко континентальном климате, что создает весьма благоприятные условия для испарения. Благодаря этому содержание солей в Карабугазе в 15—20 раз выше, чем в Каспийском море.

Зимою, как только температура воды упадет до 5—6° ниже нуля, из насыщенной солями воды залива начинает выпадать глауберова соль (мирабилит) Na₂SO₄ · 10H₂O в результате реакции: MgSO₄ + 2NaCl ₹ Na₂SO₄ + MgCl₂. Волнами прибоя часть кристаллов мирабилита выносится на берег, а остальная часть садится на дно. Летом, при повышении температуры, реакция идет в обратном направлении, и весь выпавший зимой мирабилит растворяется без остатка. Таким образом, мирабилит является периодическим, сезонным минералом, и задачей промыслов, расположенных по берегам Карабугаза, является перемещение зимою выносов мирабилита на более высокий уровень, где их не могло бы смыть прибоем в летнее время.

¹ Халькопирит CuFeS₂ содержит 34,5% Cu; халькозин Cu₂S — 79,8% Cu; ковеллин CuS — 64,44% Cu; борнит Cu₃FeS₃—55,5% Cu.

⁴ Зак. 883. — Краткий курс минералогии

Выпадение солей из раствора наблюдается и в лишенных стока озерах, причем нередко концентрация солей в них, обычно NaCl, повышается настолько сильно, что вода представляет насыщенный раствор, и толстый слой соли покрывает дно озера, как, например, в самосадочных озерах Эльтон, Баскунчак и др., являющихся неисчерпаемыми источниками добычи озерной соли. Кроме наиболее распространенных озер с преобладанием хлористого натрия NaCl, встречаются самосадочные озера, где на дне осаждается мирабилит, — сульфатные озера, а в Западной Сибири за последние 10 лет открыты и эксплоатируются несколько озер, на дне которых выделяется природная сода Na₂CO₃ · 10H₂O.

Отложившиеся на дне морского залива или соляного озера пласты солей могут быть занесены в дальнейшем илом или глиной, предохраняющими их от размывания, и при поднятии суши покрываются сверху слоями осадочных пород. Подобные явления не раз происходили в прежние теологические эпохи, в особенности в пермском периоде, и дали месторождения каменной соли, перекристаллизовавшейся под давлением вышележащих пород; таким же путем образовались месторождения калийных солей — сильвина, карналлита и др.

Крупнейшие месторождения каменной соли в СССР находятся в Донбассе близ Артемовска (б. Бахмут) и в Илецкой защите близ Оренбурга, а крупное месторождение калийных солей, имеющее мировое значение, разрабатывается на Урале близ Соликамска.

Минералы органического происхождения (биолиты)

В речной воде, кроме солей Na, K, Ca и Mg, имеются изменчивые количества солей закиси железа и отчасти солей Mn. Попадая в болота и озера, соли закиси железа при содействии кислорода воздуха переходят в соли окиси, и железо осаждается на дне болота или озера в виде бурого железняка (лимонита). Процесс этот очень часто идет при содействии особых бактерий 1, поглощающих железо из раствора и концентрирующих его в своем теле. Так на дне озер и болот, в особенности на севере, образуются залежи лимонита в виде озерных и болотных руд, нередко имеющих практическое значение.

Гораздо более крупное экономическое значение имеют бурые железняки морского происхождения. Растворы железных солей выносятся в море реками, в особенности текущими из северных болот или из тропических и подтропических стран с пышной растительностью. При встрече с соленой морской водой железо выделяется из раствора и образует осадок на дне реки у ее устья.

Подобные отложения окислов железа в устьях рек и морских заливах происходили и в прежние геологические периоды и дали начало многим крупным месторождениям бурых железняков, например Керченскому месторождению в Крыму с запасами 2 560 млн. т, являющемуся базой Керченского металлургического завода.

¹ Участие организмов и, в частности, бактерий в образовании минералов изучено было за последнее время главным образом русскими учеными — акад. В. И. Вернадским и проф. Я. В. Самойловым, причем последний предложил называть минералы, прошедшие в какой-либо стадии своего образования через организм, биолитами.

В бурых железняках осадочного происхождения всегда содержится некоторое количество солей марганца, в исключительных случаях до 30%. Вода морей также содержит Мп, но обычно в очень небольшом количестве. Тем не менее на дне некоторых современных морей, например Карского и Баренцова моря, встречаются марганцево-железистые конкреции, достигающие до 16 см толщины и 10 кг весом. Образование их объясняют деятельностью водорослей и микроорганизмов, сосредоточивавших в своем теле соединения Мп из морской воды.

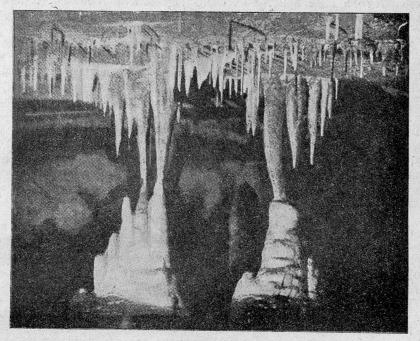


Рис. 41. Сталактиты и сталагмиты кальцита. Индиана, США.

В прежние геологические периоды, в особенности в третичный, на дне морей временами также происходило отложение марганца по преимуществу в виде пиролюзита MnO₂, реже псиломелана и других водных окислов марганца, то в виде скорлуповато-ячеистых конкреций, то шариков и орешков неправильной формы.

Такие месторождения марганцевых руд среди осадочных пород имеют крупное промышленное значение и разрабатываются в Никополе на Украине и в особенности в Чиатурах в Закавказье. Последнее месторождение имеет мировое значение как поставщик лучшей

в мире мартанцевой руды.

Большая часть солей кальция, образующихся при химическом выветривании торных пород, поглощается из морской воды организмами и входит в состав их оболочек, раковинок и скорлупок. Бесчисленное множество морских животных — корненожки, коралловые полипы, моллюски, ракообразные, иглокожие — извлекают из морской воды соли кальция и, умирая, оставляют на дне свои оболочки, из которых и состоит столь распространенная горная порода — известняк.

Известняки, образовавшиеся в морях прошлых геологических периодов и мощными пластами залегающие в различных частях земного шара, играют важную роль в составе верхних слоев земной коры и слагают целые горы и горные хребты.

Природные воды, содержащие углекислый газ, циркулируя по трещинам в известняках, растворяют их, образуя многочисленные пустоты. Поднимаясь кверху, растворы эти переходят в область меньшего давления, теряют часть углекислого газа и выделяют CaCO₃ из раствора то в виде кристаллического кальцита в трещинах горных пород, то в форме известковых сосулек — сталактитов и сталагмитов (рис. 41) — в пещерах и углублениях в томще известняков.

Кроме рассмотренных в этой главе минералов, к биолитам относятся фосфориты, образующиеся в виде конкреций среди осадочных пород из соединений фосфора, входивших в состав тела ископаемых животных, и сера, образующаяся из гипсов или получающаяся при разложении сероводорода при участии особых бактерий. В телах таких бактерий сера отлагается в виде мельчайших капелек. К биолитам в некоторых случаях могут быть отнесены медные руды западного склона Урала (медистые песчаники), иногда пириты в осадочных породах, частью яшмы (образовавшиеся в некоторых месторождениях из радиоляриевого ила), мел, трепел и т. д.

Минералы процессов метасоматизма

Растворы минеральных солей, возгоны и газы, действуя в течение продолжительного времени на химически неустойчивые породы и минералы, изменяют их состав, растворяя одни вещества, замещая их и откладывая на их место другие.

Такие процессы замещения одного вещества другим называются метасоматизмом. Медленно протекающие процессы метасоматизма могут совершенно изменить состав крупных масс породы.

Примером метасоматизма может служить процесс доломитизации известняков при действии на них растворов солей магния, проникающих с поверхности, а иногда поднимающихся и из глубин в виде горячих водных растворов. При этом часть Са замещается Mg и получается доломит $CaMg(CO_3)_2$.

Особенно благоприятными условиями для такого преобразования известняков являются высокое давление и температура и значительное содержание Mg в растворах. При продолжительном действии магнезиальных растворов доломит нередко превращается в кристаллический магнезит $MgCO_a$.

Кроме того, доломит часто образуется и иным путем, осаждаясь непосредственно на дне замкнутых морских заливов и лагун, постепенно усыхающих и осолоняющихся.

При значительной концентрации солей Mg в таких морских оассейнах может осаждаться и магнезит MgCO₃, образующийся из доломита по уравнению:

$$CaMg(CO_3)_2 + MgSO_4 = 2MgCO_3 + CaSO_4$$
 доломит

Другим примером метасоматизма может служить образование сидерита FeCO₃ при действии железистых растворов на известняки. Реакции могут итти, например, так:

$$FeSO_3 + CaCO_3 = CaSO_4 + FeCO_3$$

Так образовались сидериты во многих месторождениях на Урале. При изменении уровня грунтовых вод или, иначе говоря, уровня кислородной поверхности, сидериты переходят в бурые железняки.

В отдельных случаях процесс идет почти без ясно видного промежуточного сидеритового слоя, и на известняки непосредственно налегают бурые железняки, как это широко распространено на Урале в полосе железорудных месторождений, связанных с мраморами.

Такие же процессы метасоматического образования железных руд известны в отдельных месторождениях Московской области, Западной области и других районах.

Минералообразующие процессы зоны метаморфизма

В этот отдел отнесены минералы, образовавшиеся в породах, подвергшихся более или менее сильному преобразованию. Обычно эти преобразования, в особенности процессы динамометаморфизма, образование горных складок и интрузия магмы, происходили в течение сравнительно непродолжительных эпох, во время которых и произошло изменение горных пород и из их составных частей образовались новые минералы, более устойчивые в изменившихся условиях.

Метаморфические процессы, которые делают горные породы и минералы более плотными и придают им кристаллическую структуру, можно разбить на две главные группы:

1) динамический метаморфизм, происходящий от давления вышележащих пород или от действия горообразующих процессов;

2) контактовый и термальный метаморфизм, возникающий под влиянием высокой температуры и химического воздействия расплавленной или остывающей магмы и выделяющихся из нее газов и паров.

Процессы динамического метаморфизма протекают на глубинах от 10 до 12 км от поверхности земли, при высоком давлении лежащих сверху пород. Эту зону, толщиною от 1 до 2 км, Ван-Хайз назвал зоной анаморфизма. Давление здесь достигает до 1 000 атмосфер; в этой зоне вода находится частью в жидком состоянии, частью в виде перегретых паров. Ниже зоны анаморфизма лежит зона магмы.

Преобладающие здесь химические реакции сводятся к процессам силификации, т. е. к образованию кремнекислых соединений (силикатов) из карбонатов и кремнезема, а для минералов из других классов — к отнятию кислорода и воды. Для известняков происходящие в зоне анаморфизма реакции можно выразить уравнением:

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2$$
 кальцит

Реакция обратима, причем температура и давление действуют в противоположных направлениях. При повышении температуры карбонат кальция (кальцит) превращается в силикат — волласто-

нит; увеличение давления меняет направление реакции в обратную

CTODOMY.

Характерными минералами метаморфических пород более глубокой зоны являются гранаты, роговые обманки и биотит, а в верхних зонах земной коры — хлориты, важные породообразующие минералы хлоритовых сланцев, затем эпидот, мусковит, альбит и тальк. Содержащие воду минералы переходят в соответствующие ангидриды (так, например, из тлины образуется кианит и андалузит). а известняк превращается в кристаллический мрамор и кальцит, нередко в виде крупнозернистого известкового шпата, несущего в себе различные минералы. Бурые железняки, залегающие среди осадочных пород, при высоком давлении и температуре превращаются в гематит, а вмещающие их осадочные породы — в сланцы. Каменные угли обогащаются углеродом и превращаются в графит, как это наблюдается в Туруханском крае, на р. Курейке, где часть антиклинальной складки несет в себе каменный уголь, а другая, подвергшаяся действию высокой температуры магматической интрузии, графит.

Минералы области контактов

Охлаждение и затвердевание интрудировавшей магмы представляет процесс очень медленный, зависящий от величины магматической массы и глубины ее залетания. Во время остывания раскаленное вещество магмы при температурах от 300 до 800° С вступает в реакцию с теми породами, которые ее окружают, вызывая в них явления контактового метаморфизма и образование целого ряда минералов. При этом известняки обращаются в мрамор,



Рис. 42. Схематический разрез области контактов.

глинистые сланцы и песчаники— в роговики; образуются типично контактовые минералы, как биотит, диопсид, гранаты, апатит.

Первоначально это влияние магмы на окружающие ее породы исключительно тепловое, но затем, как только поверхностные части магмы начнут затвердевать, из глубин магмы по трещинам выделяются металлические газы и пары, главным образом соединения тяжелых металлов, в особенности железа и реже меди, образуя руды соответствующих металлов.

Эти руды железа располагаются обычно среди измененных осадочных пород, окружающих магматическое тело, частью непосредственно у контакта, частью на более или менее значительном расстоянии от него (рис. 42).

Таким путем образовались некоторые крупные месторождения железных руд, по преимуществу магнитного железняка, например

гора Магнитная на Южном Урале — рудная база Магнитогорского завода. Такого же происхождения месторождение магнитного железняка в Дашкесане (Закавказье) и месторождение медного колчелана Турьинских рудников на Урале.

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Классификация минералов

В основу классификации современная минералогия кладет химический состав минералов. В настоящее время наибольшим распространением пользуется классификация, предложенная американским минералогом Дэна 1 и приведенная ниже с некоторыми сокращениями применительно к объему данной книги.

Система минералов Дэна

I класс

Самородные элементы. Алмаз. Графит. Сера. Золото, Медь. Платина.

II класс

Сернистые соединения. Реальтар. Аурипигмент. Сурьмяный блеск. Висмутовый блеск. Молибденовый блеск, Галенит. Халькозин. Цинковая обманка. Киноварь. Пирротин. Борнит. Ковеллин. Халькопирит. Пирит. Марказит. Арсенопирит.

III класс

Сульфосоли. Тетраэдрит. Теннантит.

IV класс

Галоидные соединения. Каменная соль. Сильвин. Флюорит. Криолит. Карналлит.

V класс

Окислы, Кварц, Опал, Куприт, Корунд, Гематит, Ильменит, Магнитный железняк, Хромистый железняк, Касситерит, Пиролюзит, Манганит, Лимонит. Боксит. Псиломелан.

VI класс

Соли кислородных кислот. 1-й отдел. Карбонаты. Кальцит. Доломит. Магнезит. Цинковый шпат. Сидерит. Арагонит. Церуссит. Малахит. Азурит.

2-й отдел. Силикаты.

А. Безводные силикаты.

Метасиликаты. Диопсид. Авгит. Волластонит. Родонит. Тремолит. Актинолит. Роговая обманка. Берилл.

Ортосиликаты. Нефелин. Гранаты. Оливин. Везувиан. Циркон. Топаз.

Кианит. Эпидот. Каламин.

Алюмосиликаты. Ортоклаз. Микроклин. Плагиоклазы. Альбит. Анортит. Лабрадор. Лейцит. Турмалин.

В. Водные силикаты.

Мусковит, Флогопит, Биотит, Лепидолит, Хлориты, Змеевик, Асбест. Тальк. Гарниерит. Каолин. Хризоколла.

3-й отдел. Фосфаты. Апатит. Фосфорит. 4-й отдел. Нитраты. Калийная селитра. Натровая селитра.

5-й отдел. Сульфаты. Барит. Англезит. Ангидрит. Гипс. Мирабилит. Алунит.

6-й отдел. Вольфраматы. Вольфрамит. Шеелит.

VII класс

Углеводородные соединения. Нефть. Асфальт. Озокерит. Ископаемые угли.

¹ E. S. Dana. Textbook of Mineralogy, New York, 1932.

І класс. Самородные элементы

В самородном состоянии обычно встречаются как металлоиды, например углерод и сера, так и некоторые металлы, отличающиеся малым сродством к кислороду и достаточно стойкие физически. По химическому составу они редко бывают чистыми и содержат примеси других родственных элементов. Наиболее распространенные самородные металлы кристаллизуются в кубической системе, имеют высокий удельный вес и обладают ковкостью. Они встречаются как в коренных месторождениях, так и во вторичных месторождениях — в россыпях.

Алмаз. Химический состав — С. Тв. 10. Уд. в. $3,5^{-1}$. Система кубическая.

Алмаз встречается в кристаллах, обычно в виде октаэдров, реже в других формах (рис. 43). Грани кристаллов нередко бывают окру-

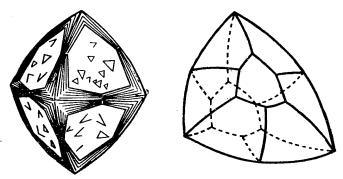


Рис. 43. Формы кристаллов алмаза.

гленные, и поэтому кристаллы имеют почти шаровидную форму. Среди разрушенных пород алмаз попадается в виде мелких галек и обломков. Обычно размеры кристаллов — от просяного зерна до размеров горошины. Кристаллы алмаза обыкновенно прозрачны, с сильным блеском. Алмазы, окрашенные в синий, голубой и красный цвета, встречаются редко. Черные, непрозрачные алмазы (так называемые «карбонадо») применяются только для бурения благодаря своей исключительной твердости. Алмазы, употребляемые в ювелирном деле, могут граниться только порошком самого же алмаза. В ограненном виде алмаз называется бриллиантом.

Главные массы алмаза находятся во вторичных месторождениях, в россыпях. Коренные месторождения алмаза известны только в Южной Африке. Здесь алмазы, видимо, образовались в своеобразных глубоких трубках (ріре) при вулканических извержениях тяжелых магнезиальных магм, содержащих углерод, при высокой температуре и давлении.

Эти трубки наполнены силей алмазоносной породой, называемой кимберлитом, принадлежащей к типу вулканических брекчий или вулканического туфа. Богатство алмазами кимберлита совершенно исключительное. В среднем 1 m^3 этой породы содержит $6^1/_3$ ка-

¹ Тв. — твердость. Уд. в. — удельный вес.

рата 1 алмазов. В коренных месторождениях Южной Африки были

найдены крупнейшие в мире алмазы, описанные ниже.

Величайшим из всех известных до настоящего времени алмазов является «Куллинан» (рис. 44). Его размеры совершенно исключительные. Он весил 3 024⁸/₄ карата (около 605 г). Длина его равнялась 10 см, высота 6 см и ширина 5 см. Найден он в Кимбер-

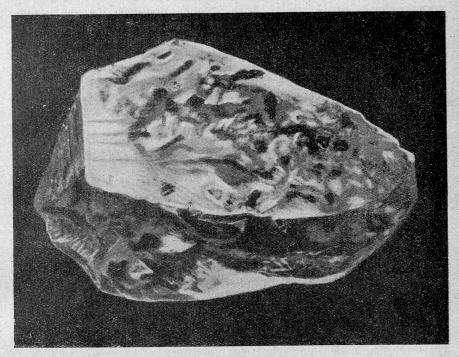


Рис. 44. Алмаз "Куллинан". (Нат. вел.).

лейских копях в 1905 г. Несмотря на свою исключительную величину, «Куллинан» представлял обломок от значительно большего кристалла. Из него приготовлено четыре выдающихся по величине бриллианта и много мелких. Большой бриллиант «Куллинан первый» весит $516^{1}/_{2}$ каратов.

Вторым по величине алмазом был «Эксцельсиор», весом 9713/4 карата (194 г), найденный в 1903 г. в копях Ягерсфонтейн в Южной Африке; он имел 8 см длины и 4 см ширины и толщины.

Как показали опыты искусственного получения алмазов, для образования этого минерала необходима исключительно высокая температура и большое давление. Так, при опытах Людвига расплавленная смесь углерода и железа при температуре 3 000° подвергалась давлению в 2 200 атмосфер. При этих условиях образовывались. лишь мельчайшие зернышки и кристаллики алмаза.

¹ Карат — единица для определения веса драгоценных камней, равная около 0,2 г.

Южноафриканские месторождения дают в настоящее время до 80% всех алмазов, поступающих на рынок. Кроме того, россыпные алмазы добываются в Бельгийском Конго (Африка), в Бразилии и в очень небольшом количестве в Индии. В СССР алмазы изредка встречаются на золотых приисках Урала. Всего найдено на Урале за 100 лет около 200 алмазов. Прозрачные разности алмаза идут в огранку для ювелирных целей. Черные и непрозрачные алмазы, составляющие от $^{1}/_{3}$ до $^{1}/_{2}$ всей добычи, применяются для вставки в «коронки» при алмазном бурении и для других технических целей. Кроме бурения, алмаз применяется для резки стекла, изготовления «фильеров» 1 для волючения медной и вольфрамовой проволоки, а мелкие осколки алмазов для приготовления алмазного порошка.

Графит. Химический состав — С, с различными примесями, количество которых доходит иногда до 13%. Тв. 1. Уд. в. 2,2. Система

гексагональная.

Цвет железо-черный до темного стально-серого. Мягок, жирен наощупь, марает руки. Иногда выделяется в ясно образованных кристаллах в виде пластинок.

Графит образует листоватые, чешуйчатые и плотные массы с металлическим блеском и совершенной спайностью в одном направлении. Графит нередко выделяется в изверженных породах в виде неправильных включений, иногда образуя большие залежи. Графит выделяется также при разложении утлеродистых соединений или тазовых возгонах в верхних частях земной коры. Таковы графитовые жилы о. Цейлона.

В других случаях графит образуется среди метаморфических пород — кристаллических сланцев, мраморов, гнейсов. Возможно, что он является продуктом метаморфизма каменных углей, попавших в эти породы.

В СССР нужно отметить следующие важнейшие месторождения

трафита, имеющие промышленное значение:

1) В Тункинских горах (Восточносибирский край) эксплоатируется так называемое Алиберовское месторождение — желваки, гнезда и жилы графита среди нефелиновых сиенитов, связанных с мраморами. Графит этого месторождения считается лучшим материалом для карандашей и по качеству превосходит цейлонский.

2) В Туруханском крае (Восточная Сибирь), на р. Курейке, — крупное месторождение графита, образованное действием извержен-

ных пород на пласты каменного угля.

3) На Украине, в балках Бабенкова и Водяная, впадающих в р. Ингулец у с. Петровского, — пластообразные залежи графита в графитовом сланце, подчиненном гнейсовой толще.

4) Кроме того, залежи графита разрабатываются на Украине в Прибугском районе, близ Завалья, где построен крупный графи-

товый завод.

Употребление. Лучшие сорта графита идут для производства карандашей. Для этого графит обогащают, смешивают с отмученной

 $^{^{1}}$ «Фильер» — пластинка с точно калибрированным отверстием, через которое протягивается проволока при ее волочении.

глиной и формуют из смеси палочки, которые затем обжигают и оправляют в дерево. Кроме того, графит употребляется для изготовления плавильных тиглей (крупночешуйчатый графит), электродов для электрометаллургии и применяется в смеси с маслом для графитной смазки (плотный графит).

Сера. Химический состав — S, с незначительными примесями.

Тв. 2. Уд. в. 2,0. Система ромбическая.

Сера встречается в виде включений, а также порошкообразных масс и часто в хороших кристаллах. Цвет желтый. В кристаллическом виде прозрачна или просвечивает. Излом раковистый с жирным блеском.

Сера образуется при извержении в кратерах вулканов в виде возгоняющихся паров или получается от разложения сероводорода. Таково происхождение серы в вулканических местностях Италии (близ Везувия и Этны). В СССР сера вулканического происхождения известна на Камчатке. Залежи серы образуются также в поясе выветривания от разложения сернистых минералов. Таковы месторождения серы на Урале в железных шляпах месторождений колчедана.

Главная масса самородной серы образуется при распадении гипса, а отчасти и других сернокислых соединений в присутствии органических веществ. Таковы месторождения серы мирового значения в Сицилии, где сера встречается в известняках, мергелях и глинах вместе с гипсом.

В СССР промышленное значение имеют месторождения серы в Туркменистане, в пустыне Кара-Кум, в 240 км от Ашхабада, где работает серный завод. В Средневолжском крае, близ Алексеевки, также имеются крупные залежи самородной серы. Кроме того, известны месторождения серы Гаурдаг в Таджикистане и Шор-су в Узбекистане, в Дагестане (на Кавказе) и близ Тетюш в ТатАССР.

Употребление. Сера применяется в резиновой промышленности для вулканизации каучука, в военной промышленности — для приготовления пороха и отравляющих веществ, кроме того, употребляется в химической промышленности для получения серной кислоты, в медицине, в сельском хозяйстве и т. д.

Золото. Химический состав — Au. Тв. 2,5—3. Уд. в. 12,9—19,3.

Система кубическая.

Самородное золото редко бывает совершенно чистым. Обычно содержит примеси серебра и меди. Золото имеет яркожелтый цвет и отличается хорошей ковкостью. Встречается в природе исключительно в самородном состоянии в форме зерен, пластин, самородков (рис. 45). Кристаллы редки и обычно деформированы—сплющены или изогнуты. Самородки золота иногда бывают очень крупных размеров. Самый большой самородок, найденный на Урале, весил 36 кг. Один из самых больших самородков в мире, найденный в Австралии, весил 68,98 кг (рис. 46).

Золото в природе легко истирается и превращается в мельчайшую золотую пыль, незаметную для глаза. В таком же виде оно обычно содержится в золотоносных породах. Первичной формой образования золота является его выделение из магм, по преимуществу гранитных, где оно рассеяно в виде мельчайших частиц. При циркуляции по трещинам в гранитах при высоком давлении и температуре минеральных растворов, содержащих углекислые, сернокислые и мышьяковокислые соли щелочных и щелочноземельных металлов, происходит химическое видоизменение породы, золото выносится водами вместе с растворами кремнезема и сернистых минералов (пирита, мышьякового колчедана и др.) и отлагается вместе с ними в кварцевых рудных жилах, причем нередко входит в состав колчеданов. При разрушении на поверхности земли горных пород, содержащих золото, последнее благодаря своему высокому удель-

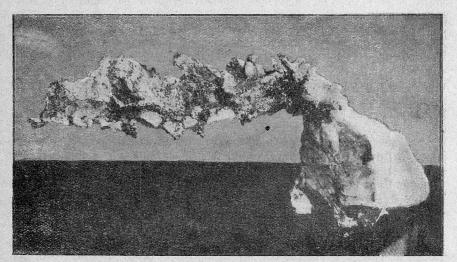


Рис. 45. Самородное золото на кварце. Калифорния. (Уменьшено в 4 раза).

ному весу и химической неизменяемости скопляется в песках, образуя золотые россыпи.

Промышленное значение россыпи имеют при содержании от 1 до 15 г на тонну породы.

Для извлечения золота из жил, золотоносный кварц дробится (обычно посредством бегунов) и подвергается так называемой амальгамации. При этом мелкораздробленный кварц смывается струей воды и медленно двигается по наклонной поверхности, обитой медными амальгамированными (покрытыми ртутью) листами. Мелкое золото улавливается ртутью, а более крупные самородочки, расплющенные при дроблении породы, прилипают к амальгаматорам.

Время от времени амальгама счищается с поверхности листов и подвергается нагреванию в ретортах, ртуть отгоняется и дестиллируется, а золото остается на дне реторты. Часть золота остается в эфелях, смываемых с амальгаматора струей воды, и извлекается затем посредством цианирования, причем золото переходит в раствор. Из этого раствора золото извлекается цинковыми стружками, на поверхности которых оседает из раствора все золото. Затем цинковые стружки с осажденным на поверхности золотом подвергаются сильному накаливанию в печах, цинк отгоняется и остается золото.

Из россыпей золото извлекается посредством промывки в вашгердах, драгах и других приспособлениях, причем происходит разделение по удельному весу. Тяжелые зерна золота задерживаются на плоском дне желоба вашгерда и так же улавливаются ртутью, а более легкие частички кварца и других минералов смываются струей воды. В СССР 80% золота добывается из россыпей.

По добыче золота первое место занимает в настоящее время Южная Африка, дающая около 50% мировой добычи. В СССР важнейшие месторождения золота находятся в Сибири; в особенности



Рис. 46. Наибольший из найденных самородков платины (слева) и один из крупнейших самородков золота (справа). Вес первого — 9,62 кг; найден на Урале. Самородок золота весит 68,98 кг; найден в Австралии в 1858 г.



Рис. 47. Самородное серебро на известковом шпате.

важно отметить Ленские и Алданские прииски в Якутии, ряд приисков по притокам р. Амура, прииски Забайкалья, Восточной Сибири, Дальневосточного края и месторождения Алтая. Кроме того, ряд месторождений жильного и россыпного золота находится на Урале. Укажем на Березовское месторождение в районе Свердловска, Миасские и Кочкарские месторождения на Южном Урале и ряд других.

Серебро. Химический состав — Ад, нередко с небольшой при-

месью золота и меди. Тв. 2,5. Уд. в. 10,5. Система кубическая.

В свежем виде самородное серебро белого цвета с металлическим блеском. Образование с поверхности сернистого серебра вызывает почернение или пожелтение. Серебро иногда встречается в виде кристаллов и сростков кристаллов, но чаще образует древовидные

сростки (дендриты), пластины, неправильные куски и листоватые или

проволочные массы (рис. 47).

Происхождение самородного серебра связано с распадением сернистых соединений серебра в верхних частях рудных жил. Наибольшее количество самородного серебра образуется при распадении на земной поверхности серебросодержащего свинцового олеска (см. ниже). Месторождения самородного серебра обычно не имеют практического эначения, так как являются поверхностными образованиями и быстро истощаются.

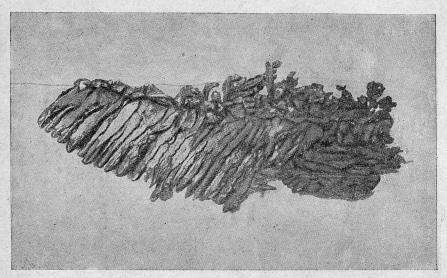


Рис. 48. Самородная медь. Урал.

В СССР самородное серебро известно на Алтае, в Закавказье и

некоторых других районах.

Большая часть серебра, поступающая на рынок, получается не из самородного серебра, а извлекается попутно при выплавке свинца из серебросодержащего свинцового блеска (см. ниже — «Свинцовый блеск»).

Медь. Химический состав — Си, часто с небольшими примесями.

Тв. 2,5. Уд. в. 8,8—8,9. Система кубическая.

Самородная медь медно-красного цвета с металлическим блеском. С поверхности часто бывает покрыта черным и зеленоватым налетом. Встречается в сплошных массах, иногда пластинчатых. Реже попадаются кристаллы, обычно соединяющиеся в древовидные сростки (рис. 48). Медь встречается в пластах и жилах совместно с различными медными рудами, главным образом купритом и малахитом (см. ниже).

Медь образуется в природе двумя способами: 1) путем выделения из горячих водных растворов в верхних частях магматических пород после их застывания, в последних его стадиях; таковы месторождения самородной меди в районе Верхнего озера в Северной Америке; 2) кроме того, самородная медь образуется при распадении сернистых медных руд.

Промышленные месторождения самородной меди находится только-

в районе Верхнего озера (в США) и в Боливии.

В СССР самородная медь известна на Урале — в Турьинских руниках, в Богословском районе и в Тагиле, кроме того, в Узбекистане близ Коканда и в Казакстане — в Каркаралинском районе.

Платина. Химический состав— Pt. Обычно примесь железа, реже— осмия, иридия. Тв. 4—5. Уд. в. 14—19. Система кубическая.

Самородная платина имеет стально-серый цвет и металлический блеск. Обычно встречается в зернах и чешуйках. Кристаллы встречаются редко. Крупные самородки платины также попадаются редко

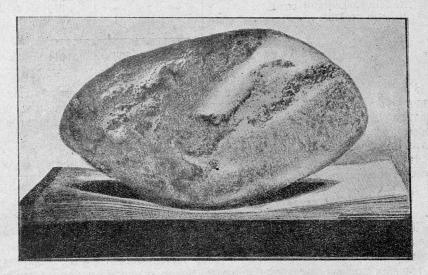


Рис. 49. Самородок платины. Урал.

(рис. 46 и 49). При большом содержании железа платина иногда магнитна (действует на магнитную стрелку). Подобно золоту платина

встречается в коренных и россыпных месторождениях.

Коренные месторождения платины до последнего времени были известны исключительно на Урале, где они приурочены к выходам темных основных пород, так называемых дунитов, перидотитов или образовавшихся из них змеевиков, содержащих выделения хромистого железняка. Платина рассеяна в хромистом железняке, с которым она обычно связана, в виде мельчайших зерен и лишь изредка образует более или менее крупные вкрапления.

До 1913 г. 95% всей мировой добычи платины приходилось на Урал, где она добывалась исключительно в россыпях в Исовском и Тагильском округах. Остальная часть добычи приходилась на Колумбию. За последние годы добыча в Колумбии сильно возросла. Издругих стран с 1926 г. получила большое значение Южная Африка (бушвельдский комплекс), где разрабатываются преимущественно коренные месторождения платины.

В Сибири открыто Норильское коренное месторождение платины,

в Туруханском крае, но нижнему течению Енисея.

Размеры современной добычи платины по различным странам приведены в следующей таблице (по данным иностранной литературы).

Добывающие страны	1913 г.		1930 r.¹
	кг ⁰ / ₀		кг
СССР (Россия)	7 087 1 425 — 62	93 0 6 -1	3 732 1 057 1 438 1 712 75
Всего	7 575	100	8 014

Употребление. Благодаря своей тугоплавкости (температура плавления 1775°) и неизменяемости при действии большинства кислот платина идет для изготовления химической посуды и аппаратов, кроме того, употребляется в зубоврачебном и ювелирном деле. Губчатая платина широко применяется в химической практике в качестве катализатора, а соли платины — в рентгенотехнике и при химическом анализе.

II класс. Сернистые соединения

Наиболее распространенные сернистые соединения в большинстве случаев обладают металлическим блеском, значительным удельным весом и небольшой твердостью ². Они выделяются главным образом из горячих водных растворов и принадлежат к наиболее характерным минералам рудных жил. Сернистые соединения являются главными рудами цинка, свинца, ртути, сурьмы и отчасти меди и серебра. На земной поверхности сернистые соединения малоустойчивы, от действия воды и кислорода воздуха они постепенно окисляются и распадаются.

Реальгар. Химический состав — AsS. Тв. 1,5 Уд. в. 3,5. Система моноклиническая.

Реальгар имеет красный цвет, обычно встречается в плотных землистых массах, реже в призматических кристаллах, имеющих алмазный блеск. От действия света медленно разлагается и переходит в желтый сернистый мышьяк As_2S_3 . Образуется чаще всего в верхних зонах земной коры из горячих водных растворов, а также как продукт возгонки в кратерах вулканов. В СССР встречается с аурипигментом на Северном Кавказе, в Грузии, в Нахичеванском крае и на Урале.

Аурипигмент ³. Химический состав — As_2S_3 . Тв. 1,5. Уд. в. 3,5. Система ромбическая.

² За исключением пирита и арсенопирита, отличающихся высокой твердостью.

³ Название в переводе с латинского значит «золотая краска».

¹ «The Mining Journal», January 1931, и «Zeitschrift für practische Geologie» 1932, № 1.

Аурипигмент имеет лимонно-желтый цвет и сильный перламутровый блеск в свежем изломе. Весьма совершенная спайность в одном направлении, благодаря чему минерал разделяется на тонкие гибкие листочки. Очень редко встречается в кристаллах, обычно в виде листоватых зернистых и землистых масс.

Происхождение аурипигмента аналогично с происхождением ре-

альгара.

В СССР встречается, как указано выше, на Северном Кавказе вместе с реальгаром, в Закавказье и в Якутии.

Употребление. Реальгар и аурипигмент применяются для изготовления препаратов мышьяка. Кроме того, из аурипигмента пригото-

вляется желтая краска для живописи, особенно ценившаяся художниками в XVII и XVIII веках.

Сурьмяный блеск (стибнит или антимонит). Химический состав — Sb_2S_3 . Серы 28,6%, сурьмы 71,4%. Тв. 2. Уд. в. 44,5. Система ромбическая.

Сурьмяный блеск — свинцово-серого цвета с металлическим блеском. Кристаллы призматические, часто собранные в лучистые пучки или группы (рис. 50). Плотные массы стабельчатого строения. Удлиненные кристаллы сурьмяного блеска часто имеют лентовидное строение с по-



Рис. 50. Сурьмяный блеск. Румыния.

перечными изгибами и складочками. Сурьмяный блеск — жильный минерал, встречается в кварцевых жилах среди измененных изверженных пород, кристаллических сланцев и осадочных пород и характеризует собою самые верхние горизонты жил. Выделяется из термальных ювенильных водных растворов вместе с аурипигментом, киноварью и другими сернистыми соединениями, а также образуется путем распадения сульфосолей, содержащих сурьму.

В СССР сурьмяный блеск известен в Никитовке (УССР) вместе с киноварью, на Урале, на Кавказе (Грузия), в Средней Азии (Кадам-

Джайское месторождение) и в Сибири (Забайкалье).

Употребление. Сурьмяный блеск — главная руда для получения металлической сурьмы. Сурьма необходима для изготовления типографского металла и других сплавов, которым она придает твердость. В соединении со свинцом употребляется как желтая краска.

Висмутовый блеск (висмутин). Химический состав — Bi_2S_3 . Висмута 81,22%, серы 28,62%. Тв. 2. Уд. в. 6,4—6,5. Система ромбическая.

Цвет оловянно-белый или свинцово-серый. Блеск металлический. Встречается в плотных или волокнистых агрегатах, а иногда в виде вытянутых призматических кристаллов. Образуется в рудных жилах из горячих водных растворов вместе с другими сульфидами, а также встречается в пневматолитовых жилах вместе с молибденовым блеском, вольфрамитом и флюоритом.

Крупнейшие мировые месторождения висмутового блеска находятся в Боливии (Южная Америка) и в США. В СССР висмутовый

блеск встречается в Забайкалье и в Средней Азии.

Употребление. Висмутовый блеск — одна из важнейших руд для получения висмута и его соединений. Металлический висмут применяется главным образом для легкоплавких сплавов (сплав Вуда, сплав Розе) и в электротехнике, а соли висмута — в медицине и в химии.



[Рис. 51. Кристаллы свинцового блеска в доломите. США.

Молибденит (молибденовый блеск). Химический состав — MoS_2 . Молибдена 60%, серы 40%. Тв. 1,5. Уд. в. 4,8. Система гексагональная.

По внешнему виду очень похож на графит. Мягок, жирен наощупь; в отличие от графита расщепляется на гибкие тонкие листочки. На бумаге дает черту, как графит. Цвет свинцово-серый, черта зеленоватая. Иногда встречаются таблитчатые кристаллы. Встречается в виде вкраплений и включений большей частью в кварцевых жилах. Образуется молибденит в связи с кислыми магмами в пегматитовых жилах, часто с оловянным камнем. Кроме того, выпадает из горячих водных растворов вместе с кварцем, вольфрамитом, арсенопиритом и сернистыми медными рудами.

В СССР молибденовый блеск встречается на Южном Урале, в Ильменских горах, вкрапленным в сиениты. В Забайкалье Гутайское месторождение имеет промышленное значение. На Дальнем Востоке имеется ряд других месторождений молибденита. В 1932 г. открыто месторождение MoS₂ в Киргизии (Кебин), а в 1935 г. —

крупное месторождение в Грузии (Короби).

Употребление. Прибавляется к железу для получения высокосортной молибденовой стали. Молибденовая проволока применяется в электроламповой промышленности, а соединения молибдена — в химии, в красочном производстве и т. д.

Свинцовый блеск (галенит). Химический состав — PbS. Тв. 2,5. Уд. в. 7,4—7,6. Свинца 86,6%, серы 13,4%. Часто содержит серебро, иногда до 5%. Система кубическая.

Серебросодержащий галенит является рудою на свинец и серебро;

последнее извлекается попутно при выплавке свинца.

Цвет свинцово-серый. Блеск металлический. Встречается зернистыми плотными массами; часто в кристаллах, иногда хорошо образованных, в виде кубов и других форм кубической системы (рис. 51). Отличается совершенной спайностью и при ударе легко распадается на мелкие кубики. Чаще всего галенит образуется, отлагаясь вместе с кварцем, цинковой обманкой и другими сульфидами, а также с карбонатами и флюритом из горячих водных растворов по трещинам горных пород и давая жильные месторожденья.

Важнейшие месторождения в СССР: Кавказ — Садонские рудники; Алтай — Риддерский и Зыряновский рудники; Забайкалье — Нерчинский горный окрут; Казакстан — Турланское месторождение,

Байджан-сай; Таджикистан — Кара-Мазар.*

Употребление. Важнейшая руда на свинец и серебро.

Халькозин (медный блеск). Химический состав — Cu_2S . Меди. 79,8%, серы 20,2%. Часто примесь железа и серебра. Тв. 2,5. Уд. в. 5,5—5.8. Система ромбическая.

Цвет черновато-свинцово-серый, матовый. Блеск слабый, полуметаллический. Встречается сплошными массами и вкрапленным в породу. Иногда образует кристаллы, имеющие вид шестигранных таблиц.

Халькозин является продуктом вторичных реакций и образуется в верхних частях рудных жил в зоне вторичного обогащения при разложении медного колчедана и блеклых медных руд. Кроме того, встречается в песчаниках, образуясь из проникающих в них растворов медного купороса при содействии органических веществ.

В СССР встречается на Урале (Турьинские медные рудники и песчаники Пермского горного округа), на Алтае и в Казакстане.

Употребление. Применяется как очень богатая медная руда.

Цинковая обманка (сфалерит). Химический состав — ZnS. Цинка 67%, серы 33%. Тв. 3,5. Уд. в. 3,9—4,2. Система кубическая.

Постоянная примесь железа, доходящая до 22%, — в таком случае минерал принимает черный цвет и носит название марматита. Название «цинковая обманка» дано немецкими рудокопами, так как она часто бывает прозрачна или просвечивает и непохожа на обычную сернистую руду. Цинковая обманка — от темнобурого до желтого цвета. Редко бесцветна (клейофан). Обладает алмазным блеском. Спайность весьма совершенная. Кристаллы образованы плохо. Чаще всего встречается в виде сплошных зернистых масс с кварцем, галенитом, пиритом и халькопиритом. Цинковая обманка встречается главным образом в рудных жилах и образуется из горячих водных растворов.

Главнейшие месторождения в СССР: Кавказ — Садонские рудники, Алтай — Риддерский рудник, Забайкалье — Нерчинские рудники, Дальний Восток — Тетюхэ, Казакстан — Турланское место-

рождение, Таджикистан — Кара-Мазар.

Употребление. Важнейшая цинковая руда.

Киноварь 1. Химический состав — HgS. Ртути 86,2%, серы 13,8%. Обычно с примесью железа. Тв. 2. Уд. в. 8,0—8,2. Система гексагональная.

Цвет малиново-красный. Блеск от алмазного до металлического. Встечается обычно в виде примазок, вкраплений и плотных масс, реже в мелких кристаллах. Киноварь обычно встречается в песчаниках и сланцах и выделяется из горячих водных растворов. В некоторых горячих источниках (Калифорния) киноварь выделяется и сейчас вместе с кремнеземом и пиритом.

Главные поставщики киновари на мировой рынок — Калифорния и Испания. В СССР киноварь добывается близ ст. Никитовка в Дон-

бассе, где она залегает в песчаниках и кварцитах.

Крупное месторождение киновари в СССР находится в Хайдаркане в Средней Азии. Киноварь известна на Урале, в Нерчинском горном округе в Забайкалье и в Ойротской автономной области.

Употребление. Единственная ртутная руда. Ценная красная кра-

ска для живописи.

Ковеллин (медное индиго). Химический состав CuS. Тв. 1,5—2. Уд. в. 4,6. Система гексагональная.

Встречается в аморфных массах и кристаллических очень тонких пластинках темносинего цвета вместе с другими медными рудами. Является продуктом вторичных реакций между растворами медного купороса CuSO₄ и сульфидами рудных жил. В СССР встречается на Урале в медистых колчеданах и в Закавказье.

Самостоятельного практического значения не имеет.

✓ **Медный колчедан** (халькопирит). Химический состав CuFeS₂. Серы 35%, меди 34,5%, железа 30,5%. Часто примесь золота и серебра. Тв. 3,5—4. Уд. в. 4,1—4,3. Система квадратная.

Цвет латунно-желтый. Сильный металлический блеск. Излом неровный. Встречается плотными массами и вкраплениями, часто с побежалостью (радужной, чаще синей окраской на поверхности мине-

рала, зависящей от вторичных реакций).

Халькопирит — самая распространенная первичная медная руда. Он представляет собою глубинный высокотемпературный минерал, легко

изменяющийся на земной поверхности.

Образуется в пневматолитовой стадии или выделяется из горячих водных растворов среди трещин изверженных горных пород и сланцев вместе с пиритом, галенитом, сфалеритом и кварцем. Кроме того, известны месторождения халькопирита среди осадочных пород. образовавшиеся из поверхностных вод при вторичном обогащении.

В настоящее время важнейшей медной рудой является не чистый халькопирит, а так называемый «медистый» пирит, в который вкраплен халькопирит и реже другие медные руды. Обычно он содержит от

2.5 до 3% и больше меди.

В СССР важнейшие месторождения халькопирита находятся на Урале, в Закавказье, в Средней Азии и на Алтае: Медистый пирит ь огромных количествах добывается на Урале (Карабаш, Калата и Красноуральский комбинат) и на Кавказе и служит для выплавки

¹ Название в переводе с греческого означает «драконова кровь» и указывает на цвет минерала.

меди. Главные месторождения медных руд в СССР сосредоточены в Казакстане; особенно выделяются Коунрадское месторождение на северо-западном берегу оз. Балхаш с запасами металлической меди в 2 430 000 τ ; месторождение Бощекуль — до 1 500 000 τ металла; месторождение Алмалык, Узбекистан; месторождение Блява, Юж-

ный Урал (400 000 т меди); Джезказган, Казакстан (600 000 т меди).

Борнит (пестрая медная руда). Химический состав — Си₃FeS₃. Меди — 55,5%. Тв. 3. Уд. в. 4,9—5,4. Система кубическая.







Рис. 52. Пирит. Формы кристаллов.

Бронзового цвета, часто с синей и красноватой побежалостью. Встречается по преимуществу в сплошных массах и вкрапленным вместе с халькопиритом в рудных жилах. Иногда образуется в качестве вторичного минерала в верхних частях залежей халькопирита.

В СССР встречается на Алтае, на Урале, в Казакстане (Джезказ-ганский рудник) и в Армении (Зангезур). Богатая медная руда.

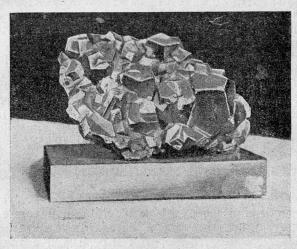


Рис. 53. Пирит.

Серный колчедан (пирит). Химический состав — FeS_2 . Серы 53,4%, железа 46,6%. Часто примеси меди, золота, селена, никеля и кобальта. Тв. 6—6,5. Уд. в. 4,95—5,2. Система кубическая.

Цвет соломенно-желтый. Сильный металлический блеск. Встречается в виде плотных масс, иногда крупных размеров, вкрапленников и прекрасно образованных кристаллов в виде кубов и пентагональных додекаэдров, с характерной штриховкой на гранях кристаллов (рис. 52 и 53).

Пирит — самый распространенный минерал класса сернистых соединений и встречается во всех зонах земной коры. Он выделяется в кристаллах и скоплениях, в гранитах и других массивных породах и встречается в сланцах разных типов, в особенности на кон-

такте их с изверженными породами и в осадочных породах. Стяжения серного колчедана встречаются нередко в каменном угле, откуда они извлекаются при его обогащении и утилизируются.

Мирового значения месторождения — в Рио-Тинто в Испании, шток 160 км длиной и до 21 км шириной. В СССР пирит добывается на Урале (Кыштымский горный округ, Красноуральский район, Калата), в Закавказье (Чираги-Дзор) и в других местах.

Употребление. Основной материал для получения серной кислоты; медистые пириты — руда на медь; золотосодержащие — руда на зо-

лото; кобальтовые — руда на кобальт.

√ Марказит. Химический состав — FeS₂. Разновидность серного

колчедана. Система ромбическая.

Образуется из поверхностных растворов и не дает крупных скоплений.

Распространен среди глин, сланцев и мергелей.

Магнитный колчедан (пирротин) 1. Химический состав Fe₇S₈.

Тв. 3,5—4,5. Уд. в. 4,6. Система гексагональная.

Кристаллы встречаются редко. Пирротин часто содержит примеси никеля и кобальта. Бронзово-желтого цвета с красноватым оттенком. Магнитен (действует на магнитную стрелку). Обычно встречается в зернистых плотных скоплениях, в рудных жилах и в горных породах основного типа. Характерен для глубинных жил. На поверхности неустойчив.

В СССР пирротин известен на Кавказе (Садонский рудник) и на

Кольском полуострове (в Монче-Тундре и в Хибинских горах).

Употребление. В случае нахождения больших залежей, применяется как сырье для получения серной кислоты. Пирротин, содержащий никель, — важнейшая никелевая руда (Сэдбёри в Канаде).

У Мышьяковый колчедан (арсенопирит или миспикель). Химический состав — FeAsS. Мышьяка 46%, серы 19,7%, железа 34,3%.

Тв. 6. Уд. в. 5,9—6,2. Система ромбическая.

Иногда содержит примесь золота (Кочкарь, Южный Урал), и тогда

добывается как золотая руда.

Цвет серебряно-белый. Блеск металлический. Хрупок. Встречается зернистыми и шестоватыми агрегатами, а также в кристаллах. Выпадает в пегматитовых и пневматолитовых жилах с вольфрамитом, молибденитом, флюоритом и бериллом, а также из горячих водных растворов, и характеризует наиболее глубинные жилы. В СССР известен на Северном Кавказе и в Грузии, на Урале (Кочкарская система на Южном Урале), в Средней Азии (месторождения Брич-Мулла и Кара-Мазар) и во многих местах Сибири.

Употребление. Мышьяковый колчедан применяется для извлече-

ния мышьяка и изготовления мышьяковых препаратов.

. III класс. Сульфосоли

Сульфосоли представляют собою простые и сложные соли сульфокислот. Мы рассмотрим из этого класса только два минерала, имеющих наибольшее распространение.

¹ Название в переводе с греческого означает «красноватый».

Тетраэдрит (медно-сурьмянистая блеклая руда). Химический состав — $Cu_8Sb_2S_6$ или $3Cu_2S \cdot Sb_2S_3$, с весьма большим количеством примесей. Серы 23,1%, сурьмы 24,8%, мели 52,1%. Тв. 3,5—4 Уд. в. 5,1. Система кубическая.

Постоянно наблюдается примесь золота и серебра. Кристаллизуется в виде прекрасно образованных тетраэдров (рис. 54), откуда

и происходит название минерала. Цвет темный, стально-серый до железочерного; черта черная.

Встречается в рудных жилах и выделяется из горячих водных растворов. Один из распространенных рудных минералов. В СССР встречается на Урале (Березовский завод), на Алтае и в Закавказье.





Рис. 54. Формы кристаллов тетраэдрита.

Теннантит (медно-мышьяковистая блеклая руда). Химический состав — $3Cu_2S \cdot As_2S_3$. Часто содержит золото. Тв. 3—4. Уд. в. 4,4—4,9. Система кубическая.

Цвет темный, стально-серый. Блеск металлический, тусклый. Встречается значительно реже тетраэдрита. В СССР известен на Урале, в полосе медистых колчеданов, и на Алтае.

IV класс. Галоидные соединения

Каменная соль (галит). Химический состав — NaCl. Хлора 60,6%, натрия 39,4%. Тв. 2,5. Уд. в. 2,1—2,2. Система кубическая.

Цвет белый до прозрачного, от примесей иногда серый, розоватый и синий. Вкус соленый. Совершенная спайность по кубу (рис. 28). Иногда встречаются кристаллы в виде кубов (рис. 55). Залегает пластами в осадочных горных породах вместе с гипсом.

Каменная соль образовалась как химический осадок в лагунах и заливах из насыщенных растворов морской воды в прежние геологические периоды. Обычно пласты каменной соли прикрыты сверху

слоями глины, предохраняющими их от размывания.

Многие соляные озера обязаны своим происхождением залежам каменной соли в глубине. Источники, пробиваясь наверх через пласты каменной соли, выносят ее на поверхность и питают соляные озера. Каменная соль встречается во всех странах. В СССР крупнейшие месторождения находятся близ Артемовска в Донбассе, в районе Соликамска на Урале и в Илецкой Защите близ Оренбурга. Крупнейшие соляные озера с неисчерпаемыми запасами соли — Эльтон и Баскунчак — в Нижневолжском крае, кроме того, ряд соляных озер в Западной Сибири.

Многочисленные соляные источники Усолья (Урал) дают значи-

тельные количества выварочной соли.

Сильвин. Химический состав — КСІ. Хлора 47,6%, калия 52,4%. Часто содержит примесь хлористого натрия. Тв. 2. Уд. в. 1,97—1,99. Система кубическая.

Цвет белый, голубой или желто-красный от включений; растворим в воде. Вкус горько-соленый. Образует зернистые и плотные массы; редко встречается в хороших кристаллах. Подобно каменной

соли сильвин представляет химический осадок древних морей. Мирового значения месторождение сильвина и карналлита (см. ниже)

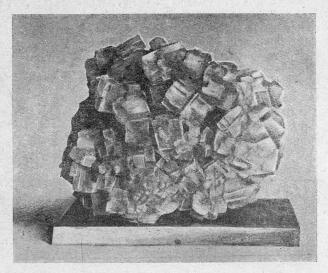


Рис. 55. Каменная соль. Величка, Польша.

находится в районе г. Соликамска на Урале. Запасы Соликамского месторождения превышают 6 млрд. τ (в пересчете всех солей на



Рис. 56, Плавиковый шпат. Забайк элье.

окись калия K_2 О), что ставит СССР на первое место по выявленным запасам калия. Второе место занимает Германия, тде в Стассфурте (близ Магдебурга) находится знаменитое месторождение калийных 72

солей, до исследования Соликамского месторождения считавшееся

крупнейшим в мире.

Употребление. Сильвин как удобрение имеет огромное значение для земледелия. В химической промышленности служит для приготовления препаратов калия. Кроме того, применяется в стекольной и мыловаренной промышленности.

Плавиковый шпат 1 (флюорит). Химический состав — CaF $_2$. Фтора 48,9%, кальция 51,1%. Тв. 4. Уд. в. 3,01—3,25. Система ку

бическая.

Цвет белый, желтый, зеленый, розовый, фиолетовый, синий, коричневый. Иногда в одном куске флюорита видны несколько различно окрашенных разновидностей (рис. 56). Блеск стеклянный, Обладает спайностью по октаэдру. Образует нередко прекрасные кристаллы в виде кубов.

Флюорит встречается в жилах среди изверженных горных пород, в пегматитовой и пневматолитовой фазе, а главным образом связан с горячими водными растворами в конкреционных жилах.

В СССР встречается на Урале (изумрудные копи близ Свердтовска и близ дер. Баевка), в Туркестане (месторождения Аурахматское и Хайдарканское), в Таджикистане (Куликалонское месторождени бесцветного флюорита), в Забайкалье (крупное Калангуйское месторождение). Флюорит встречается и среди огадочных пород («ратовкит»).

Употребление. При металлургических процессах применяется в качестве плавня. В химической промышленности — для получения плавиковой кислоты и фтористых солей. Бесцветный прозрачный

флюорит высоко ценится и применяется для оптических целей.

Криолит ². Химический состав — 3NaF · AlF₈ или Na₃AlF₆. Фтора 54,4%, алюминия 12,8%, натрия 32,8%. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,5—3. Система моноклиническая

Белый полупрозрачный очень редкий минерал. Плотные массы

в пегматитовых жилах среди гранита.

Единственное мощное месторождение — в Южной Гренландии.

Небольшие количества криолита найдены были близ Миасса, в Ильменских горах на Южном Урале.

Применяется как главная составная часть ванны при электролитическом получении алюминия. Природный криолит добывается в недостаточном количестве, поэтому для нужд алюминиевой промышленности его готовят искусственно.

Карналлит. Химический состав — KCl · MgCl $_2$ · 6H $_2$ O. Хлора 38,3%, калия 14,1%, магния 8,7%. Тв. 2,5. Уд. в. 1,6. Система ромбическая.

Обычно встречается в зернистых массах молочно-белого и чаще розовато-красного цвета, в зависимости от примесей. Чистый карналлит бесцветен. На воздухе жадно притягивает влагу и расплывается. Вкус горький.

Карналлит встречается в Стассфурте (Германия) вместе с сильви-

ном и каменной солью, в Польше и в Испании.

² Название это в переводе на русский язык означает «ледяной камень».

¹ Назван так потому, что употребляется как плавень (флюс) при плавке руд.

В СССР найден в большом количестве в Соликамском месторо-

ждении на Урале.

Употребление. Важный продукт для сельского хозяйства, как удобрение. В химической промышленности применяется для получения солей калия и магния.

V класс. Окислы

Окислы по химическому составу представляют соединения различных элементов с кислородом и разделяются на водные и безводные. Самым распространенным минералом этого класса является кварц, составляющий 12,6% земной коры и встречающийся во всех

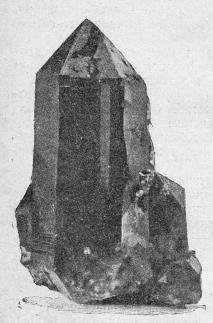


Рис. 57. Дымчатый горный хрусталь. С.-Готтард. Швейцария.

ее зонах. Кроме того, к окислам относятся важнейшие руды железа, марганца, хрома, алюминия и олова.

√ **Кварц.** Химический состав — SiO $_2$. Тв. 7. Уд. в. 2,65. Система гексагональная.

Кристаллизуется чаще всего в виде призм, большею частью собранных

в друзы (рис. 29).

Различают следующие важнейшие разновидности кристаллического кварца: прозрачный, бесцветный, молочный и розовый — горный хрусталь; прозрачный фиолетовый — аметист; серый — дымчатый горный хрусталь (рис. 57), черный — морион. Важнейшие скрытокристаллические (непрозрачные) разновидности кварца: роговик — кварц, похожий на рог, серый или желтоватый; кремень — непрозрачный кварц желтого, красноватого и черного цвета с примесью глинистых веществ, встречающийся стяжениями и желваками среди осадочных пород, главным образом мергелей и известняков. Кремень — очень

распространенная разновидность кварца. Кварц, выделяющийся из водных растворов в изверженных горных породах в виде натеков и почковидных образований обычно серого, голубоватого и буро-желтого цвета, носит название халцедона. Полосатые разновидности халцедона называются агатом (рис. 58).

Плотные массы кварца осадочного органогенного происхождения в смеси с глинистыми веществами разных цветов носят название яшмы. Яшмы бывают красные, зеленые, бурые, коричневые, полосатые, очень плотные и непрозрачные. Кварц — один из самых распространенных минералов: в земной коре его находится 12,6%. Он встречается, как составная часть горных пород, в виде жил, включений, желваков, песков, образует цемент различных пород и т. д.

¹ Без учета кремнезема, входящего в состав силикатов.

Месторождения кварца повсеместны. Кристаллами прозрачных разновидностей кварца в СССР славятся Урал (Мурзинка, Березовск), Сибирь, Кавказ (окрестности Казбека), Средняя Азия. Яшмы разных сортов добываются на Южном Урале и на Алтае.

Употребление. Прозрачные разновидности горного хрусталя применяются для оптических приборов и для выделки плавленой квар-

цевой химической посуды.

Важное значение получил за последнее время nueso-кварц — пластинки, выпиленные из кристаллов и галек горного хрусталя перпендикулярно к оси второго порядка L^2 кристалла. Благодаря анизотропности горного хрусталя пластинки пиезо-кварца употребляются

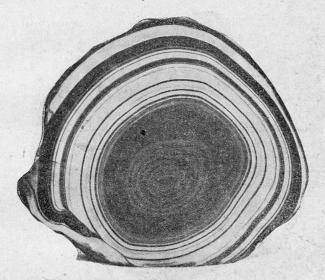


Рис. 58. Агат. Бразилия.

в качестве фильтра для радиоволн 1 и для других целей в радиотех-

нике и физике.

Чистый кварц в больших количествах применяется в фарфорофаянсовой и стекольной промышленности. Дымчатый кварц и аметист в шлифованном виде употребляется как драгоценный камень. Агат идет для изготовления агатовых ступок и пестиков, применяемых для измельчения минералов при химическом анализе. Яшмы — ценный материал для камнерезных работ и изделий.

√ Опал². Химический состав — кремнезем с различными количе-

ствами воды — $SiO_2 \cdot nH_2O$. Тв. 5,5 — 6,5. Уд. в. 2,15—2,30.

Полупрозрачный аморфный минерал с жирным блеском. Иногда окрашен в красно-желтый цвет — огненный опал, или играет разными цветами (влияние тонких слоев) — благородный опал. Не-

² Название происходит от слова «абалу», что значит «белый камень».

¹ Пиезо-кварцевая пластинка, включенная в колебательный контур радиоустановки, приводит период колебаний этого контура в соответствие со своим собственным, постоянным периодом колебаний, что дает возможность радиоаппарату принимать и посылать волны строго определенной длины.

прозрачные разновидности — nолуопалы — содержат окислы Fe, Mn и Cu.

Опал встречается в верхних частях земной коры в трещинах и пустотах, выделяясь из водных растворов кремнезема. Кроме того, выделяется во многих гейзерах и горячих источниках в виде кремнистых натеков (Иеллоустонский Национальный парк в США; Исландия). В СССР опал встречается на Урале, на Алтае, в Забайкалье, на Кавказе, в Казакстане и в других местах.

Употребление. Благодаря красивым переливам цветов благородный

опал применяется как драгоценный камень.

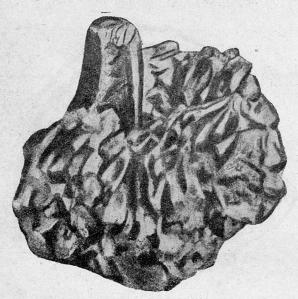


Рис. 59. Кристалл корунда в полевошпатовой породе.

Куприт. Химический состав — Cu₂O. Кислорода 11,2%, меди 88,8%. Тв. 3,5. Уд. в. 5,8 — 6,2. Система кубическая.

Цвет от красного до красновато-черного. Иногда прозрачен. Блеск алмазный, полуметаллический. Встречается в кристаллах в виде небольших октаэдров и кубов; обычно — плотными массами и землистыми скоплениями («кирпичная руда»), а также тонковолосистыми агрегатами («халькотрихит»).

Встречается в верхних частях меднорудных жил вместе с малахитом, хризоколлой, кварцем и другими минералами. Образуется от разложения колчеданистых медных руд. В СССР встречался главным образом на Урале (Нижний Тагил и Гумешевский рудник), а в настоящее время — в Казакстане (Коунрад) и в Узбекистане (Алмалык).

Богатая и легкоплавкая медная руда.

Корунд. Химический состав — Al₂O₃. Кислорода 47,1%, алюминия

52,9%. Тв. 9. Уд. в. 3,9—4. Система гексагональная.

Кристаллизуется в виде боченкообразных или пластинчатых кристаллов (рис. 59). Цвет серый, голубой, синий.

Синий прозрачный корунд называется сапфиром, а красный прозрачный — рубином. Мелкозернистые массы корунда в смеси с Fe₂O₂ называются наждаком.

Корунд встречается в кристаллах, главным образом в гранитных породах, в пегматитовых жилах, в сиенитах и нефелиновых сиенитах, а также в зонах контакта магмы с основными породами (Кыштым)

и в связи с порфиритами и кварцитами (Семиз-Бугу).

В россыпях корунд встречается в виде галек. В СССР корунд известен на Урале (Ильменские горы); важнейшее промышленное месторождение— в Казакстане (Семиз-Бугу), и в Якутии. Наждак— на Урале (Сысертский горный округ).



Рис. 60. Железный блеск.

Благодаря своей высокой твердости корунд широко применяется в камнерезном деле и для шлифовки металлов и минералов как в виде порошка, так и в форме брусков и точильных кругов.

Прозрачные разновидности рубина и сапфира гранятся как дра-

гоценные камни.

У Красный железняк (гематит). Химический состав — Fe₂O₃. Железа 70%, кислорода 30%. Иногда наблюдается примесь окиси титана, а также окиси магния. Тв. 5,5. Уд. в. 4,9—5,3. Система гексагональная.

Цвет от красно-бурого до железо-черного. Цвет черты и порошка минерала вишнево-красный. Гематит образует плотные сланцеватые, а также оолитовые и натечные массы; часто встречается в виде вкраплений. Иногда бывает в виде чешуек (железная слюдка), розеток (железный блеск). Образует превосходные кристаллы и кристаллические сростки (рис. 60), выделяющиеся из горячих растворов или в метаморфических породах (о. Эльба, Италия; Шабры, Урал).

Красный железняк встречается преимущественно в мегаморфических породах — кварцитах, сланцах, мраморах и др. — пластами и отдельными включениями. Осадочные породы, содержащие бурый железняк $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$, подвергаясь давлению и высокой температуре,

превращались в сланцы и другие метаморфические породы, а бурый железняк в них — в гематит.

$$2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O = 3H_2O + 2Fe_2O_3$$
.

Значительно реже гематит образуется от выветривания магнитного железняка («мартит»).

Наиболее богатые залежи красного железняка находятся на Украине по берегам рр. Саксагани и Ингульца, так называемые месторождения Кривого Рога. На базе этих месторождений на юге СССР развилась крупная железоделательная промышленность. Криворожские месторождения тянутся более чем на 90 км; запасы — 1 142 млн. т руды. Кроме того, большие скопления гематита обнаружены в районе Курской магнитной аномалии близ Нового Оскола. На Северном Урале известно месторождение железного блеска на р. Кутим.

Употребление. Гематит — прекрасная, сравнительно легкоплавкая

железная руда, являющаяся главнейшей рудой для СССР.

Чтобы дать представление об относительном значении различных железных руд в добыче СССР, приведем следующую таблицу:

Минералогический состав руды	Добыча 1925—1926 г.	
	в т	в ⁰ / ₀
Гематит	2 425 000 560 000 419 000 26 000	71 16. 12 1
Всего	3 430 000	100

В настоящее время, помимо общего роста добычи железных руд в связи с развитием черной металлургии, заметно увеличился процент добычи магнетита, главным образом благодаря эксплоатации горы Магнитной.

√ Титанистый железняк (ильменит — от Ильменских гор на Южном Урале). Химический состав — FeTiO₃. Железа 36,8%, титана 31,6%, кислорода 31,6%. Часто примесь магния. Тв. — 5,5. Уд. в. 4,5—5. Система гексагональная.

Цвет железо-черный. Блеск полуметаллический. Плотные массы, пластинки, включения, зерна. Кристаллизуется в виде таблитчатых кристаллов.

Титанистый железняк встречается в связи с изверженными горными породами типа сиенита и миаскита. При разрушении коренных пород ильменит не изменяется и встречается в составе песков вместе с кварцем и другими устойчивыми минералами.

В СССР ильменит встречается на Южном Урале — в Ильменских горах, нередко в виде прекрасных кристаллов, а также в Кыштыме, в Вишневых горах и в Хибинах (Кольский полуостров). Служит для получения двуокиси титана, применяемой как краска.

Магнитный железняк 1 (магнетит). Химический состав — $\mathrm{Fe_3O_4}$ Железа 72,4%, кислорода 27,6%. Тв. 5,5. Уд. в. 4,9 — 5,2. Система кубическая.

В магнетите часто присутствует титан. Разновидности, содержащие

окись титана, носят название титано-магнетита.

Цвет железо-черный. Блеск слабый металлический. Черта черная. Минерал совершенно непрозрачный даже в тончайших пластинках. Действует на магнитную стрелку (как кусок железа). Некоторые разновидности обладают свойствами природного магнита (рис. 61).

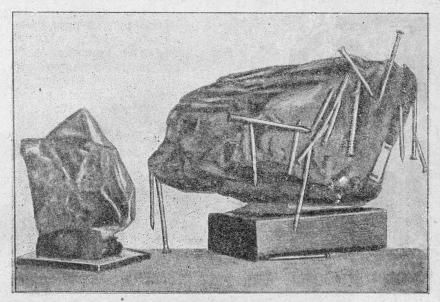


Рис. 61. Кристалл магнетита (октаэдр) в породе и магнетит — природный магнит (справа).

Часто встречаются прекрасные кристаллы магнетита в виде октаэдров. Обычно он образует плотные массы, иногда очень мощные. Генезис магнетита в природе связан с выделением из расплавленной магмы. Выходя из глубин земной коры вместе с магмой, магнетит образует в нем вкрапления, а в других случаях мощные пластообразные массы — шлиры. Таковы месторождения его в Швеции и на Урале (гора Качканар и частью гора Благодать) (рис. 62). Примерами контактовых месторождений магнитного железняка могут служить: гора Магнитная, гора Высокая, частью гора Благодать, Дашкесан (Закавказье), Тельбес (Западная Сибирь) и др.

Гора Магнитная со всеми своими отрогами и ветвями равна $24~\kappa m^2$; запасы ее составляют около $330~\rm mлн.$ τ руды. Эти колоссальные запасы послужили основанием для постройки гигантского Магнитогорского завода.

¹ Назван так потому, что некоторые разновидности его являются естественным магнитом.

Гора Высокая близ Нижнего Тагила на Урале (рис. 63) имеет руды и магматического и контактового происхождения, запасы—свыше 56 млн. τ , на базе которых строится крупный металлургический завод.

Крупнейшим месторождением магнитного железняка метаморфического происхождения является район Курской магнитной аномалии, достигающий 250 км длины, с колоссальными запасами, до 20 млрд. т руды. Руда представляет собой железистые кварциты, залегающие на глубине от 150 до 200 м и содержащие от 30 до 42% железа, главным образом в форме магнитного железняка.



Рис. 62. Разрез горы Благодать на Урале. *т* — магнетит; *р*—ортоклазовый порфир; *е*—гранатоэпидотовая порода.

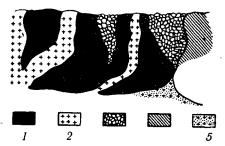


Рис. 63. Разрез месторождения магнетита у горы Высокой на Урале.

I—магнетит; 2—порфир; 3—гранато-эпидотовая порода;4—сланец; 5—разрушенная порфировая порода.

Кроме железистых кварцитов в различных частях этого района обнаружены три крупных залежи сплошной руды со средним содержанием от 53,5 до 56,6% железа и с общими запасами более 255 млн. т.

Употребление. Магнитный железняк — одна из важнейших железных руд. Укромистый железняк (хромит). Химический со-

(хромит). Химический состав — FeO \cdot Cr₂O₃ или FeCr₂O₄. Окиси хрома 68%, закиси железа 32%. Нередко примеси Mg и A1. Тв. 5,5. Уд. в. 4,3—4,6. Система кубическая.

Цвет железо-черный и коричнево-черный. Блеск от полуметаллического до металлического. Черта слабая, буровато-серая. Образует плотные и зернистые массы.

Наиболее обычны выделения хромита в оливиновых основных породах в виде шлиров. Другая часть месторождений связана с превращением оливиновых пород в змеевики, которые заключают в себе включения хромита вторичного происхождения. К последнему типу принадлежат уральские месторождения хромита в Свердловской области и на Южном Урале, а также в районе Миасса, в Челябинской области и в Башкирии. Кроме того, хромит известен в Халиловском месторождении в районе Орска.

Употребление. Единственная руда для получения металлического хрома, его сплавов и солей.

√ Оловянный камень (касситерит). Химический состав — SnO $_2$. Олова 78,6%, кислорода 21,4%. Тв. 6—7. Уд. в. 6,8—7. Система квадратная.

Цвет обычно темный или коричневый от примесей. В чистых разновидностях бесцветен. Зернистые и плотные массы с алмазовидным бле-

ском. Часто в прекрасных кристаллах, друзах и двойниках. Оловянный камень встречается в пегматитовых жилах среди гранитов; особенно часто он образуется в грейзенах при участии перегретых паров воды и летучих фтористых соединений путем пневматолиза. На это указывает парагенезис его с флюоритом, литиевой слюдой, топазом и турмалином. Реакцию образования оловянного камня можно представить так:

$$SnF_4 + 2H_2O = SnO_2 + 4HF$$

Самые крупные месторождения оловянного камня связаны с выделениями его из горячих водных растворов вместе с кварцем. При разрушении массивных пород оловянный камень не изменяется и скопляется в виде россыпей.

Месторождения: в Боливии (Южная Америка), на полуострове Малакка и о. Бангка (Южная Азия). В последних двух месторождениях добывается из россыпей большая часть оловянного камня, поступающего на мировой рынок.

В СССР месторождения оловянного камня известны в Забайкалье

(Хапчеранга) и в Туркестанском хребте в Средней Азии.

Употребление. Единственная руда на олово.

Пиролюзит. Химический состав — МпО2. Марганца 63,22%, кислорода 36,78%. Тв. 2—3. Уд. в. 4,7—4,8. Система ромбическая.

Встречается в черных землистых массах, иногда в тонкоигольчатых кристаллах, представляющих псевдоморфозы, обычно по манганиту. Черта черная.

При исследовании рентгеновскими лучами установлено, что пиролюзит имеет совершенно такую же атомную структуру, как и полианит, имеющий тот же химический состав — MnO₂ — и представляющий кристаллическую разность пиролюзита.

Пиролюзит образуется в поясе выветривания из других марганцевых минералов. Встречается вместе с манганитом Мп2O3 · Н2O и псиломеланом, обычно среди осадочных горных пород в виде конкреший, желваков и оолитов. В наиболее известных месторождениях СССР пиролюзит является отложением третичного моря, где его образование связано с жизнедеятельностью бактерий. На дне современных морей он встречается жалваками в глубоководном иле.

В СССР находится месторождение мирового значения в Чиатурах (Закавказье), с запасами свыше 65 млн. т. Другое крупное месторождение — близ Никополя (УССР), с запасами до 75 млн. т. На Урале — в Богословском округе и на Южном Урале в районе Белорецких заводов.

Употребление. Важнейшая руда для получения ферромангана (сплав железа с марганцем, применяемый в сталелитейной промыш-

ленности) и других соединений и препаратов марганца.

Манганит. Химический состав — Mn₂O₃ · H₂O. Марганца 62,4%, кислорода 27,3%, воды 10,3%. Тв. 4. Уд. в. 4,2—4,4. Система ром-

Цвет стально-серый с бурой чертой. В землистых образованиях манганит бурый. Часто образует призматические кристаллы. Встречается вместе с пиролюзитом в Чиатурах (Грузия) и в Никополе (Украина).

Употребление. Применяется как марганцевая руда.

Бурый железняк (лимонит). Химический состав — $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Железа 60%, кислорода 25,6%, воды 14,4%. Тв. 5. Уд. в. 3,4—4.

Лимонит представляет водную окись железа. В него постепенно переходят все соединения железа на земной поверхности при действии атмосферы и поверхностных вод. Лимонит по условиям своего образования никогда не бывает чистым. Чаще всего содержит примеси кремнезема, марганца, фосфора и серы.

Встречается в сплошных массах темного или темнобурого цвета, обычно ноздреватых. Часто встречаются землистые массы охряно-желто-бурого цвета и массы, составленные из округлых зерен, — оолитовые руды. Наконец, встречаются плотные лучистого строения массы лимонита в виде натеков (см. рис. 34); цвет — бурый, темнобурый. Черта желтовато-бурая.

Лимонит встречается в разнообразных формах — пластами и гнездами, от небольших примазок до огромнейших скоплений. Образуется в коре выветривания из других соединений железа. При выветривании рудных жил, содержащих различные сернистые минералы — пирит, халькопирит и другие колчеданы — лимонит образуется в больших количествах в верхней части месторождений и носит название железной шляпы. Кроме того, лимонит образуется из сидерита при выветривании его на земной поверхности. Наконец, лимонит откладывается в виде зерен на дне болот и озер из растворов различных солей железа, часто при посредстве особых железобактерий (болотные и озерные руды).

Бурый железняк — наиболее распространенная железная руда. Встречается во многих местах Европейской части РСФСР, в особенности в Московской области, а также близ г. Урюпинска в Нижневолжском крае — Хоперское месторождение. На Урале известен целый ряд месторождений лимонита. Самое важное из них Бакальское, в 60 км от Златоуста. Кроме того — Алапаевский, Синаро-Каменский районы и Комарово-Зигазинское месторождение, а также Халиловское месторождение в районе Орска.

Наиболее мощные месторождения лимонита оолитового типа морского происхождения находятся близ Керчи в Крыму с запасами 2 560 млн. τ руды; на базе этих месторождений выстроен крупный Керченский металлургический завод.

Боксит. Химический состав — $Al_2O_3 \cdot 2H_2O$. Глинозема — 73.9%, воды — 26.1%. Содержание воды изменчиво. Более или менее значительные примеси SiO_2 , TiO_2 и Fe_2O_3 . Тв. 3—4. Уд. в. 2,55.

Встречается землистыми массами вместе с глиной. Часто оолитовыми скоплениями. Цвет белый, желтый и красный. Залегает среди осадочных горных пород пластами.

Боксит представляет продукт выщелачивания природными водами, богатыми органическими кислотами, алюмосиликатных горных пород при особых условиях влажности и тепла. Боксиг — главная руда на алюминий. Технически бокситом называют вообще глины, содержащие не менее 40% глинозема. Содержание окиси железа не имеет большого значения и допускается до 20—25%; главной вредной примесью является кремнекислота, которая сильно удорожает производство и при 10—15% делает невозможным экономически вы-

годное получение алюминия. В СССР бокситы известны на Урале — по р. Чусовой (Журавлинское месторождение) и группа месторождений на восточном склоне, начиная с Богословского («Красная Шапочка») и далее через Алапаевское, Синаро-Каменское до Кундравинского в Миасском районе.

Крупнейшее наше месторождение, эксплоатируемое в настоящее время, — в Тихвинском районе Ленинградской области с промышленными запасами более 10 млн. т.

Переработка бокситов на алюминий складывается из двух основных процессов: 1) химической очистки руды для получения возможно чистой окиси алюминия — Al_2O_3 ; 2) электролитического выделения алюминия из расплава окиси алюминия в криолите.

Псиломелан. Химический состав — водный окисел марганца непостоянного состава. Постоянная примесь бария и калия, реже лития. Тв. 4,0—6. Уд. в. 3,3—4,7.

Псиломелан черного и темносерого цвета. Встречается в натечных формах, часто сталактитообразных, вместе с пиролюзитом в тех же месторождениях на Кавказе и в УССР.

VI класс. Соли кислородных кислот

1-й отдел. Карбонаты

Кальцит. Химический состав — CaCO₈. Окиси кальция 56%, углекислоты 44%. Обычно примеси Mg, Fe и Mn. Тв. 3. Уд. в. 2,7. Система гексагональная.

Кальцит один из распространеннейших минералов земной коры. Прозрачный, часто белый, желтоватый или сероватый, в зависимости

от примесей. Кристаллизуется в виде прекрасных ромбоэдров и скаленоэдров (рис. 64), наросших друзами в трещинах и пустотах. Совершенная спайность по трем направлениям. Прозрачные разносят кальцита название исландского шпата, высоко ценятся и употребляются для оптических Порода, состоящая из кальцита, Если известняк зывается известняком. носит название ЮH содержит глину,

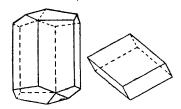


Рис. 64. Форма кристатлов кальцита.

мергеля. Зернисто-кристаллические известняки называются мрамором.

Большая часть известняков органогенного происхождения, что хорошо можно видеть на структуре мела или на раковистом и коралловом известняках, в которых нередко прекрасно сохранились раковины моллюсков или постройки коралловых полипов. Мраморы образовались при действии высокой температуры или высокого давления на известняки. Жилы кальцита и кристаллы представляют отложения холодных растворов поверхностных вод или же выносы глубинных горячих или слаботермальных источников.

Кальцит встречается повсеместно, так же как и известняк. Исландский шпат встречается в Исландии (откуда и название его).

В СССР он найден в Крыму и в Якутии. Мраморы известны на Урале близ Свердловска и близ Златоуста, а также в Карелии, кроме того — в Закавказье (Грузия, Армения, Южная Осетия), в Средней Азии, на Алтае, в Западной и Восточной Сибири и в других районах.

Знаменитые месторождения мраморов мирового значения в Ита-

лии (Каррара) и в Греции.

Употребление. Известняк служит строительным камнем; обжигается на известь. Кроме того, известняк — основной материал для производства цемента. Применяется как флюс (плавень) в металлургии. Исландский шпат употребляется для оптических целей. Мраморы — ценный скульптурный, облицовочный и технический материал.

 $\mathbf{\mathcal{L}}$ Доломит. Химический состав — $\mathrm{CaMg}(\mathrm{CO_3})_2$. Тв. 3,5. Уд. в. 2,8—

2,9. Система гексагональная.

Доломит бывает разных цветов, но большей частью белый, желтый и серый. Плотные мраморовидные массы. Кристаллы встречаются



Рис. 65. Седлообразный сросток кристаллов доломита.

редко, иногда образуют своеобразные срастания (рис. 65). Совершенная спайность по трем направлениям, как у кальцита.

Блеск стеклянный, иногда жирный. Доломит встречается в огромных массах, образуя мощные пласты и горные массивы, и является продуктом доломитизации известняков. Отдельные месторождения образуются из известняков под влиянием магнезиальных растворов и при метаморфизме основных магнезиальных горных пород. Месторожде-

ния в СССР — Московская область, Украина, Урал, Сибирь, Кавказ и другие горные районы.

Употребление. Употребляется как строительный материал и как огнеупорный материал в металлургии, а также для изготовления цемента.

 \checkmark Магнезит. Химический состав — MgCO₃. Углекислоты 52,4%, окиси магния 47,6%. Обычно содержит примесь углекислого железа. Тв. 4—4,8. Уд. в. 3—3,12. Система гексагональная.

Цвет желтый, белый, серый и коричневый. Зернистые мраморовидные массы и плотные желвакообразные.

Выпадает из холодных водных растворов солей магния при действии их на известняки путем метасоматического замещения. Кроме того, образуется как продукт выветривания магнезиальных горных пород, змеевиков, оливинов и т. п. В СССР добывается в больших количествах на Южном Урале (ст. Сатка близ Златоуста). Кроме того, необходимо отметить Халиловское месторождение плотного магнезита в районе Орска.

Употребление. Сильно обожженный магнезит применяется для изготовления высококачественных огнеупорных кирпичей для металлургических печей. В строительной промышленности для изготовления цемента Сорреля и ксилолита употребляется слабо обожженный («каустический») магнезит.

Цинковый шпат (смитсонит). Химический состав — $ZnCO_3$. Окиси цинка 64,8%. Тв. 4. Уд. в. 4,1—4,5. Система гексагональная.

Иногда образует мелкие кристаллы. Обычно встречается в виде голубых или зеленоватых натечных образований и корок в поясе выветривания рудных жил. В СССР встречается вместе с цинковой обманкой в Нерчинских рудниках (Забайкалье), на Алтае, на Кавказе (Садонский рудник) и в Средней Азии.

Употребление. Цинковый шпат применяется как богатая цинко-

вая руда.

Сидерит (железный шпат, шпатовый железняк). Химический состав — $FeCO_3$. Железа 48%, углекислоты 52%. Обычно содержит примеси Mg, Mn и Ca. Тв. 3,5—4,5. Уд. в. 3,7—3,9. Система гексагональная.

Кристаллы напоминают кристаллы кальцита. Сплошные мрамо-

ровидные массы. Цвет светлосерый до буроватого.

Сидерит залегает пластами среди осадочных пород древнейших геологических периодов. Кроме того, встречается в виде шарообразных стяжений в смеси с глинами и мергелями (так называемые «сферосидериты»).

Сидерит является характерным минералом рудных жил, а также образуется метасоматическим путем при действии железосодержащих растворов на известняки. При выветривании под действием атмосферы и влаги сидерит переходит в бурый железняк.

В СССР сферосидериты и сидериты известны во многих мест-

ностях в Московской области.

На Урале сидерит добывается в Бакальском руднике близ ст. Сатка (Златоустовский район), кроме того, известен в Алапаевском, Синаро-Каменском и других месторождениях.

Благодаря отсутствию вредных примесей и содержанию марганца сидерит представляет собой важную руду для получения хорошей стали.

Арагонит ¹. Химический состав — CaCO₃. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,9—3. Арагонит в отличие от кальцита, имеющего тот же химический состав, кристаллизуется в ромбической системе.

Встречается в плотных массах, иногда образует оолитовые скопления (рис. 32) и игольчатые кристаллы. Прозрачен или окрашен в желтый, белый и серый цвет. Выделяется из горячих источников, например в Карлсбаде (Чехо-Словакия).

В СССР встречается редко.

Церуссит. Химический состав — РbCO₃. Окиси свинца 83,52%, углекислоты 16,48%. Тв. 3—3,5. Уд. в. 6,4—6,6. Система ромбическая.

Белые прозрачные кристаллы с алмазным блеском. Зернистые массы в верхних частях жил свинцового блеска, происходящие от выветривания его. Нередко церуссит благодаря примесям бывает окрашен в серый, бурый и черный цвет.

В СССР разрабатывается крупное месторождение церуссита в Казакстане в горах Кара-тау (Турланское месторождение) с промышленными запасами церуссита около 544 тыс. т. Кроме того,

¹ Назван по месторождению в Арагонии (Испания).

церуссит найден на Урале, в Забайкалье (Нерчинский горный округ) и в Средней Азии — Таджикистан, рудник Дарбаза.

Употребление. Хорошая руда на свинец.

√ Малахит. Химический состав — СиСО₃ · Си(ОН)₂. Окиси меди
71,9%, углекислоты 19,94%, воды 8,16%. Тв. 3,5—4. Уд. в. 3,7—4,1.
Система моноклиническая.

Зеленого цвета плотные массы натечных почковидных форм с красивым рисунком в разрезе (рис. 66). Налеты и примазки иногда с шелковистым блеском. Землистые массы называются медной зеленью. Малахит образуется в верхних частях земной коры при взаимодействии растворимых солей меди с известковыми породами.

Единственные в мире по богатству месторождения плотного малахита, в настоящее время почти выработанные, находятся на Урале



Рис. 66. Почковидный малахит в разрезе.

(Нижний Тагил и Гумешевск). Землистый малахит встречается во многих местах Урала и в Казакстане — обычный минерал окисленных зон месторождений, содержащих медь.

Землистые разновидности малахита (медная зелень) вместе с медной синью широко распространены в полосе медистых песчаников западного склона Урала и на Украине

Употребление. Плотные разновидности малахита применяются ис-

ключительно как весьма ценный материал для камнерезных работ. Из малахита вырезывают пластинки и оклеивают ими шкатулки, вазы и другие изделия.

Землистый малахит — ценная краска для живописи.

Малахит как руда на медь употребляется только в смеси с другими рудами, проникающими песчаники и сланцы.

Азурит. Химический состав — $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu(OH)}_2$. Окиси меди 69,21%. Тв. 3,5—4. Уд. в. 3,7—3,8. Система моноклиническая.

Темносиние кристаллы, большею частью соединенные в друзы. Плотные и лучистые массы синего цвета; землистые разновидности называются медной синью.

Азурит встречается вместе с малахитом и образуется при тех же условиях. Чистые разновидности азурита употребляются для изготовления синей краски. В СССР азурит встречается на Урале, обычно вместе с малахитом, и в Казакстане. В смеси с другими рудами пронижает песчаники и сланцы.

Употребление. Применяется как медная руда.

2-й отдел. Силикаты

Силикаты — самый многочисленный отдел минералов. Всех минералов известно около 2 000 видов. Из них на силикаты приходится не менее 600 видов, т. е. около одной трети. В составе земной коры

силикаты играют главную роль и составляют около 85% по весу. Наиболее распространенные силикаты, описанные ниже, обладают невысоким удельным весом (2,5-4,3) и в большинстве случаев высокой твердостью и стеклянным блеском.

Силикаты являются частично безводными, частично водными. Граница между ними не всегда резкая, так как некоторые силикаты в одних месторождениях имеют в своем составе воду (обычно в виде

гидроксила — ОН), в других являются безводными.

По химическому составу силикаты представляют соли различных кремневых кислот и разделяются, по Дэна, на следующие важнейшие группы:

А Безводные силикаты.

- 1. Метасиликаты соли метакремневой кислоты H_2SiO_3 ,
- 2. Ортосиликаты соли ортокремневой кислоты H_4SiO_4 3. Алюмосиликаты 1 соли каолиновых кислот $H_2Al_2Si_2O_8$, H₂Al₂Si₆O₁₆ и др.
 - В. Водные силикаты,

А. БЕЗВОДНЫЕ СИЛИКАТЫ

МЕТАСИЛИКАТЫ

Группа пироксенов

Диопеня. Химический состав — $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$. Тв 6. Уд. в. 3,2—3,3. Система моноклиническая.

Окраска от бесцветной до бутылочно-зеленой. Обычно встречается в призматических кристаллах, а также в зернах и зернистых массах. Диопсид — типичный минерал области контактов. В СССР хорошие кристаллы диопсида встречаются на Урале, близ Златоуста, и близ оз. Байкал (Слюдянка) — «байкалиты».

• Авгит: Химический состав сложный. Главным образом CaMgSi₂O₆ с примесью (Mg, Fe)(Al, Fe)₂SiO₆. Тв. 6,5. Уд. в. 3,19. Система моноклиническая.

Зеленовато-черный или коричнево-черный минерал, очень распространенный как составная часть изверженных горных пород. Чаще всего встречается равномерно распределенным в массе породы в виде зерен, изредка в хорошо образованных кристаллах в лавах (рис. 67). В СССР кристаллы авгита встречаются на горе Качканар на Южном Урале, в Карелии и на Кавказе.

Волластонит². Химический состав — CaSiO₂. Тв. 4,5—5,5. Уд. в.

2,78—2,91. Система моноклиническая.

Цвет белый, сероватый, желтоватый, красноватый. Блеск стеклянный или перламутровый. Волластонит встречается в столбчатых или характерных для него пластинчатых кристаллах («досчатый шпат»), а также в сплошных массах. Выделяется на контакте магмы с известняками.

² Назван в честь английского ученого Волластона.

¹ Термин «алюмосиликаты» по акад. В. И. Вернадскому. Дэна навывает силикаты этой группы полисиликатами и считает их солями поликремневой кислоты H₄Si₃O₈.

Волластонит — характерный минерал зоны анаморфизма и образуется также при действии горячих восходящих водных растворов, насыщенных кремнекислотой, на известняки и другие углекислые породы.

В СССР волластонит встречается на Урале (Гумбейское месторождение) и в Сибири (Слюдянка, берег оз. Байкал). Крупнейшее мировое месторождение волластонита находится в Мексике (Санта-

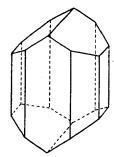


Рис. 67. Форма кристаллов авгита.

Фе), где масса, состоящая из волластонита, достигает объема нескольких тысяч куб. метров.

Родонит (орлец). Химический состав — MnSiO₃. Тв. 5,5—6. Уд. в. 3,4—3,68. Система триклиническая.

Плотные зернистые массы красновато-розового цвета с черными прожилками MnO_2 ; изредка кристаллы.

Образование родонита связано с метаморфическими сланцами и явлениями контакта с отложениями марганцевых минералов.

В СССР исключительное по размерам месторождение родонита находится на Урале в районе Свердловска.

Употребляется как прекрасный поделочный материал для изготовления ваз, шкатулок, чернильниц и т. п. Превосходно полируется.

Группа амфиболов

Тремо-лих ¹. Химический состав — $CaMg_3(SiO_3)_4$ с примесью FeO. Тв. 5,5—6. Уд. в. 2,9—3. Система моноклиническая.

Цвет белый, серый. Встречается в виде вытянутых игольчатых кристаллов, нередко собранных в радиально-лучистые агрегаты и пучки.

Тремолит — типичный минерал различных метаморфических процессов. Он образуется при термальном метаморфизме известняков и доломитов в присутствии кремнекислоты:

$$3CaMg(CO3)2 + 4SiO2 = CaMg3(SiO3)4 + 2CaCO3 + 4CO2$$

В СССР тремолит встречается сравнительно редко.

Актинолит ⁹. Химический состав — $Ca(Mg, Fe)_3(SiO_3)_4$. Тв. 5,5—6. Уд. B. 3,03-3,17. Система моноклиническая.

Встречается в виде вытянутых, лучистых кристаллов различных оттенков зеленого и буровато-зеленого цвета (с занозистым изломом), часто собранных в радиально-лучистые пучки, подобно тремолиту. Нередко образуется при метаморфизации известняков и доломитов вместе с тремолитом и в особенности при метаморфизации основных изверженных пород — базальтов и габбро, а также змеевиков.

Актинолит — существенная составная часть актинолитовых сланцев. Кроме того, часто встречается в виде лучистых агрегатов в тальковом и хлоритовом сланце. Иногда тремолит и актинолит, подобно некоторым другим амфиболам, переходят в тонковоложни-

¹ Название от местности Тремола в Швейцарии.

² Название в переводе с греческого — «лучистый камень».

стые массы, называемые амфиболовым или роговообманковым асбестом.

В большинстве случаев роговообманковый асбест образуется из антофиллита — буроватого минерала волокнистого или слоистого строения, имеющего состав (Mg, Fe)SiO₃ (с различными примесями) и

принадлежащего к пруппе амфиболов.

Под влиянием высокого давления при процессах горообразования и в результате химических изменений актинолит превращается в чрезвычайно плотный минерал яблочно-зеленого или темнозеленого цвета, называемый нефритом. Нефрит образуется также из змеевиков при действии высокого давления в присутствии известковых растворов.

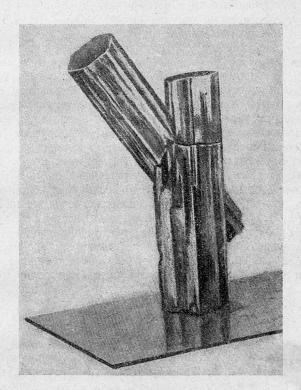


Рис. 68. Аквамарин. Шерловая гора. Забайкалье.

В СССР актинолит и актинолитовые сланцы встречаются на Урале — в Свердловском и Златоустовском районах. Нефрит — в Сибири в Саянском хребте — в бассейне рр. Урика, Китой и Онот. Крупное месторождение амфиболового асбеста — Сысертское на Урале, близ ст. Мраморской Пермской ж. д.

Употребление. Нефрит — ценный поделочный камень, чрезвычайно плотный и вязкий. Особенно ценится в Китае, где добывается

и обрабатывается в больших количествах.

Амфиболовый асбест отличается кислотоупорностью, высоко ценится и применяется в химической промышленности.

Роговая обманка. Химический состав — Ca(Mg, Fe)₃(SiO₃)₄ с примесью соединений Na, Al и Mn. Тв. 6, уд. в. 3,05—3,47. Система моноклиническая.

Цвет от светлозеленого до темнозеленого и черного. Строение волокнистое, излом занозистый. Поверхность минерала напоминает нередко поверхность рога, откуда и самое название. Встречается в плотных массах и в виде вкраплений. Спайность средняя. Блеск на плоскостях спайности шелковистый. Роговая обманка часто встрев виде столбчатых, хорошо образованных Весьма распространенный породообразующий минерал сиенитов, диоритов и других изверженных пород. Встречается распределенным равномерно мелкими вкраплениями в массе породы и крупными включениями.

Берилл ¹. Химический состав — $Be_3Al_2(SiO_3)_6$. Тв. 7,5—8. Уд. в.

2,63—2,8. Система гексагональная.

Встречается в хорошо образованных шестигранных призмах, от мелких кристаллов до огромных кристаллов более 1 м длиной, прозрачных или полупрозрачных (рис. 68). Берилл образуется в пегма-Титовых жилах вместе с полевыми шпатами, кварцем и слюдами. В зависимости от окраски различают следующие разновидности: винно-желтые кристаллы — берилл; синевато-зеленые различных оттенков и интенсивности окраски — аквамарин; яркозеленые (окраска зависит от примеси соединений хрома) — изумруд; розовые — воробъевит.

В СССР изумруды добываются в изумрудных копях в Свердловском округе на Урале. Месторождения бериллов и аквамаринов в Забайкалье (горы Адун-Чолонг), в Восточой Сибири (б. Нерчинский горный округ); кроме того, бериллы встречаются на Урале (Мурзинка и Адуй). Воробьевиты (цезиево-литиевые бериллы) — район

Мурзинки (Урал) и Борщовочный кряж (Забайкалье).

Употребление. Зеленые прозрачные изумруды гранятся как первоклассный драгоценный камень. Прозрачные бериллы и аквамарины — драгоценный камень второго класса. Непрозрачные разновидности — руда на бериллий, — редкий легкий металл, идущий для сплавов с алюминием, магнием и медью.

ОРТОСИЛИКАТЫ

^ч **Нефелин** (элеолит или масляный камень). Химический состав — NaAlSiO₄. Тв. 5,5. Уд. в. 2,55—2,65. Система гексагональная.

Цвет желтовато-серый, зеленоватый, коричнево-красный. Блеск типично жирный, масляный, откуда и название минерала. Излом неровный. Редко встречается в кристаллах; обычно в виде сплошных масс или включений. Породообразующий минерал изверженных бескварцевых щелочных пород. Зернистые массы нефелина встречаются в СССР на Южном Урале в Ильменских горах и в Хибинских горах (Кольский полуостров), где нефелин добывается как побочный продукт при обогащении апатитовой породы.

Употребление. Нефелин применяется в стекольной и керамической промышленности, а также для выделки соды, окиси алюминия

и коллоидного кремнезема (силикогеля).

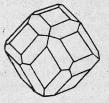
¹ Относится не к амфиболам, а к группе берилла.

Гранаты кристаллизуются в кубической системе и встречаются главным образом в кристаллах, иногда очень хорошо образованных, по преимуществу в виде ромбических додекаэдров, трапецоэдров (рис. 69 и 70) и других форм. Встречаются в кислых гранитных поро-

дах и пегматитовых жилах, а также в кристаллических сланцах.

Нужно отметить такие разновидности: гроссуляр $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$, спессартин $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$, пироп $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ и др. Самый распространенный из гранатов — альмандин.

Альмандин. Химический состав — $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$. Тв. 7—7,5. Уд. в. 4,1—4,3.



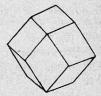


Рис. 69. Формы кристаллов граната: справа — ромбический додекаэдр; слева — комбинация ромбического додекаэдра и трапецоэдра.

Темнокрасного цвета, иногда прозрачен. Встречается в изверженных горных породах. Типичный минерал слюдяных сланцев. Прозрачные разновидности гранятся как драгоценный камень.

Практическое применение в ювелирном деле имеет также магнезиально-глиноземистый гранат (пироп) $Mg_3Al_2(SiQ_4)_3$ кроваво-красного цвета.

Гранаты встречаются на Урале, в особенности близ Златоуста на горе Таганай, где находят хорошо образованные кристаллы.

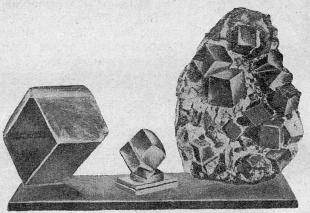


Рис. 70. Природные кристаллы граната.

Употребление. За последнее время непрозрачные разновидности гранатов, в особенности альмандина и пиропа, стали применяться в абразивной промышленности для приготовления «гранатовой» бумаги, идущей для шлифовки деревянных изделий.

Оливин 1. Химический состав — (Mg, Fe)₂SiO₄. Тв. 6,5. Уд. в.

3,3-3,4. Система ромбическая.

Относится не к гранатам, а к группе оливина. Остальные ортосиликаты описаны без указания групп, к которым они принадлежат.

Цвет оливково-зеленый. Обычно встречается в зернах и зернистых массах, редко в кристаллах. Оливин — важный породообразующий минерал, слагающий иногда почти целиком горную породу дунит. Существенная составная часть габбро, базальта и других глубинных изверженных пород.

Оливин встречается во всех горных областях, где распространены основные магнезиальные изверженные породы. Дуниты распространены на Северном и Среднем Урале и являются материнской поро-

дой платины.

Везувиан ¹. Химический состав — $Ca_6Al(OH) \cdot Al_2(SiO_4)_5$. Часть алюминия иногда замещается железом, а кальция — магнием. Тв. 6,5. Уд. в. 3,35—4,45. Система квадратная.

Цвет зеленый, бурый, желтый. Встречается в хорошо образованных кристаллах (рис. 71), а также в плотных мелкозернистых массах.

Везувиан — типичный минерал, образующийся на контакте изверженных пород с известняками. Иногда встречается в лавах.

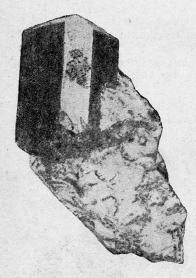


Рис. 71. Вилюит (везувиан) в породе. Якутская АССР.

В СССР везувиан известен на Урале — в Кыштымском районе, Златоустовском районе (Ахматовская копь) и в Шишимских горах. Хорошо образованные кристаллы, называемые вилюитом, встречаются на р. Вилюе (Восточная Сибирь).

Употребление. Везувиан иногда применяется как поделочный камень.

Циркон. Химический состав — ZrSiO₄. Кремнезема 32,8%, окиси циркония 67,2%. Обычно примесь окиси железа, тория и гафния в небольшом количестве. Тв. 7,5. Уд. в. 4,68—4,7. Система квадратная.

Цвет желто-бурый, медовый и буровато-красный; иногда бывает бесцветным или фиолетовым. Сильный алмазный блеск. Встречается обычно в мелких, хорошо образованных кристаллах (рис. 72) в массивно-кристаллических породах. Образуется при высоких температурах (около 2000°)

и генетически связан частью с кислыми и, особенно, со щелочными магмами. При разрушении коренных месторождений циркон не изменяется и скопляется в россыпях. В СССР встречается в Ильменских горах на Южном Урале.

Употребление. В металлургии — как ценный огнеупорный материал. Окись циркония, кроме того, применяется в стекольной и фарфоровой промышленности, а также при производстве эмалированной посуды.

Топаз. Химический состав — [Al(F, OH)₂] AlSiO₄. Тв. 8. Уд. в.

3,4—3,6. Система ромбическая.

¹ Назван по месту первоначального нахождения на склонах Везувия.

Бесцветные, голубые, розовые и желтые кристаллы (рис. 73), обычно призматической формы, с весьма совершенной спайностью.

Топаз — типичный минерал пегматитовых и пневматолитовых жил. Встречается вместе с кварцем, полевым шпатом (рис. 74), слюдами,

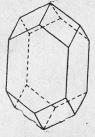


Рис. 72. Форма кристаллов циркона.

с оловянным камнем, апатитом, бериллом и другими минералами.

В СССР топазы встречаются на Урале — Мурзинка (к северу от Свердловска); Ильменские горы на Южном Урале, Кочкарская система (розовые топазы в россыпях); в Сибири — Забайкалье, горы Адун-Чолонг. Крупные месторождения найдены на Украине, в районе дер. Писаревки на Волыни.

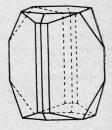


Рис. 73. Форма кристаллов топаза.

Употребление. Прозрачные разновидности гранятся как драгоценные камни.

Кианит 1 (дистен). Химический состав — Al_2SiO_5 . Тв. 5—7,25. Уд. в. 3,56—3,67. Система триклиническая,

Твердость кианита по различным направлениям неодинакова: вдоль кристалла она равна 5, а поперек достигает 7; поэтому этот

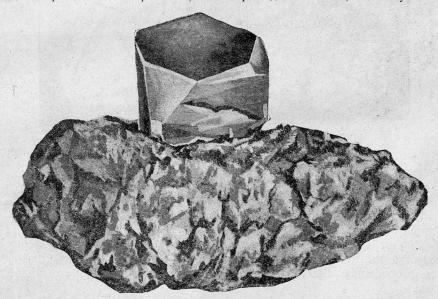


Рис. 74. Кристалл топаза в альбите. Урал.

минерал называют также *дистен* (в переводе с греческого — двоякосопротивляющийся).

Цвет кианита синий, разных оттенков, от голубого до желтоватого и зеленоватого, блеск стеклянный. Прозрачен или просвечивает.

¹ «Кианит» в переводе с греческого — темносиний (по цвету минерала).

Встречается в виде удлиненных плоских кристаллов, плохо образованных на концах (рис. 75).

Кианит — характерный минерал кристаллических сланцев зоны

высокого давления.

В СССР находится ряд крупных месторождений кианита на Урале в Кочкарском районе (Борисовские сопки) и в Кыштымском районе, а также в Карелии, близ ст. Шуерецкая.

Употребление. Кианит — ценный материал для огнеупорных и кис-

лотоупорных изделий.

Эпидот. Химический состав — $HCa_2(Al, Fe)_3Si_3O_{13}$. Тв. 6,5. Уд. в. 3,3—3,5. Система моноклиническая.

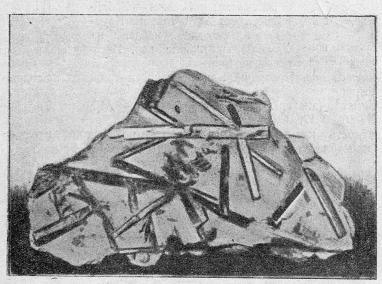


Рис. 75. Кианит в слание.

Цвет фисташково-зеленый, иногда бурый и красноватый. Встречается в плотных массах шестоватого сложения. Кристаллизуется в призматических кристаллах, нередко прекрасно образованных (рис. 76). Обладает весьма совершенной спайностью в одном направлении и ясно выраженным плеохроизмом ¹.

Эпидот встречается в трещинах и жилах, а также образуется в областях контакта. В зоне метаморфизма он образуется из силикатов, в особенности из полевых шпатов, роговой обманки и различных

слюп.

В СССР эпидот встречается в Карелии, на Урале и в Забайкалье. Прекрасными кристаллами славится Ахматовская копь и гора Маг-

нитка (Южный Урал, Златоустовский район).

Каламин (кремнекислый цинк). Химический состав — $Zn_2SiO_4 \cdot H_2O$. Окиси цинка 67,5%, кремнезема 25%, воды 7,5%. Тв. 4,5. Уд. в. 4,5—5. Система ромбическая.

 $^{^1}$ Плеохроизм — способность некоторых минералов обнаруживать различную окраску при рассматривании по разным направлениям.

Обычно в мелких кристаллах; образует сплошные зернистые массы и натечные почковидные формы белого, голубого, зеленоватого, бурого и серого цветов. Образуется в верхних частях рудных жил вместе со смитсонитом при выветривании цинковой обманки.

В СССР встречается в Забайкалье (Нерчинские рудники), на Даль-

нем Востоке (Тетюхе), в Средней Азии и на Урале.

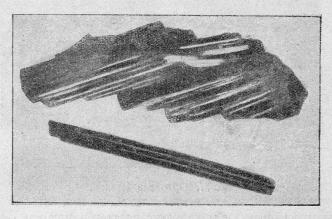


Рис. 76. Кристалл и сросток кристаллов эпидота.

Употребление. Применяется как хорошая руда на цинк, но самостоятельного практического значения не имеет.

АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Группа полевых шпатов

Полевые шпаты представляют собою типичные алюмосиликаты каолинового строения и являются солями каолиновых кислот типа

 $H_2Al_2Si_2O_8$ или $H_2Al_2Si_6O_{16}$.

Полевые шпаты — самые распространенные минералы в земной коре, которая более чем на половину (57,9%) состоит из ортоклаза и плагиоклазов, не считая менее распространенных полевых шпатов. Они входят в состав большей части массивных горных пород (кроме темных основных, бесполевошпатовых), и, кроме того, некоторые из них встречаются в пегматитовых жилах, нередко в виде крупных кристаллов. Они разнятся между собой по химическому составу и кристаллическому сложению. Рассмотрим важнейшие полевые шпаты.

Ортоклаз. Химический состав K₂Al₂Si₆O₁₆. Калия 16,9%, кремне-

зема 64,7%. Тв. 6. Уд. в. 2,56. Система моноклиническая.

Призматические кристаллы (рис. 77), достигающие больших размеров. Совершенная спайность по двум направлениям под углом в 90°. Цвет розовый, мясо-красный. Выветрившиеся с поверхности кристаллы имеют буроватую окраску. Породообразующий минерал гранитов, сиенитов и других изверженных пород; кристаллы в пегматитовых жилах и порфирах. Отдельные кристаллы иногда достигают до 30—40 см и более в диаметре. Встречается всюду в областях распространения изверженных пород, особенно гранитных. В СССР кристаллами ортоклаза славится дер. Мурзинка на Урале, Борщовочный кряж (Забайкалье) и Писаревка на Волыни (Украина).

√ **Микроклин.** Химический состав и окраска такие же, как и у ортоклаза. Кристаллизуется в триклинической системе (рис. 78).

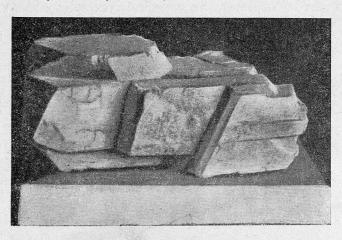


Рис. 77. Ортоклав. Италия.

Зеленые разновидности микроклина носят название «амазонский камень» и встречаются в пегматитах Ильменских гор на Южном Урале. Месторождения микроклина промышленного значения находятся в Карелии и на Урале.

Употребление. Бледноокрашенные разновидности микроклина и ортоклаза применяются в фарфоро-фаянсовой промышленности. Зе-

леный микроклин — поделочный камень.

Плагиоклазы. Химический состав плагиоклазов можно выразить так:

 $pNa_2Al_2Si_6O_{16} \cdot qCaAl_2Si_2O_8$.

Плагиоклазы представляют собою изоморфные смеси альбита и анортита и образуют непрерывный ряд от чистого анортита (An). Общая формула плагиоклазов рАb · qAn, где р и q могут иметь любые значения. Они кристаллизуются в триклинической системе и особенно часто встречаются в виде сплошных масс.



Рис. 78. Микроклин. Калифорния.

Цвет плагиоклазов белый, зеленоватый и серый до почти черного. $\sqrt{\mathbf{A}\mathbf{л}\mathbf{ь}\mathbf{б}\mathbf{u}\mathbf{r}}$. Химический состав — $\mathrm{Na_2Al_2Si_6O_{16}}$. Тв. 6—6,5. Уд. в. 2,62. Система триклиническая.

Цвет белый, буровато-желтый. Кристаллы мелкие, собраны в друзы пластинчатой формы. Часто встречаются в трещинах горных пород вместе с кварцем, что весьма характерно для случаев их гидротермаль-

ного происхождения. Хорошие образцы попадаются в пегматитовых жилах на Урале (Мурзинка), в Ильменских горах (Южный Урал) и в Забайкалье.

Химический состав — CaAl₂Si₂O₈. Тв. 6—6,5. Уд. в. Анортит.

2,73—2,78. Система триклиническая.

Встречается в кристаллах, а также в зернах и зернистых агрегатах белого, реже голубоватого, желтоватого или розоватого цвета со

стеклянным блеском. В чистом виде анортит встре-

чается сравнительно редко.

Лабрадор. Представляет типичный плагиоклаз. В нем на одну молекулу альбита приходится от одной до трех молекул анортита. Тв. 5—6. Уд. в.

2.73. Система триклиническая.

Рис. 80. Тип кри-

лина.

сталла

турма-

Серого цвета различных оттенков, от почти бесцветного до темносерого и зеленовато-черного. Лабрадор обнаруживает по некоторым направлениям живую игру цветов, особенно синего и зеленого. Некоторые массивные горные породы сплошь состоят из лабрадора. Таковы лабрадориты на Вольни и в Киевской

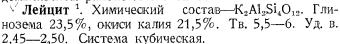


Рис. 79. Кристалл лейцита, 24-гранник со штрихов-

области. Употребление. Разновидности лабрадора, в которых наблюдается

игра цветов, употребляются для внутренней и отчасти наружной отделки эданий и для камнерезных работ. Лучшие образцы такого лабрадора в СССР добываются близ Житомира и в Ра-

домысльском районе Киевской области.



Цвет лейцита белый, серый, красноватый, желтоватый; блеск стеклянный, иногда жирный. Часто попадаются прекрасно образованные кристаллы в виде 24-гранников (рис. 79) в щелочных вулканических лавах (лейцитовых базальтах и порфирах).

Встречается часто в Италии в лавах Везувия и Соммы. В СССР известен в Забайкалье.

Употребление. Применяется для удобрения как непосредственно в размолотом состоянии, так и в виде добавки к фосфоритам при их переработке в удобри-

Кроме того, употребляется в химической промыштельные туки.

ленности при получении калийной селитры и жидкого стекла. Турмалин. По химическому составу турмалин — боро-алюмо-си-

ликат чрезвычайно сложного состава. Тв. 7,5. Уд. в. 2,98—3,20. Система гексагональная.

Встречается в кристаллах в виде призм (рис. 80 и 81). Цвет зеленый, розовый, бурый, иногда один кристалл разно окрашен (полихромный турмалин).

Турмалины, содержащие много железа, имеют черный цвет и называются шерлом.

Турмалин главным образом встречается в гранитных магмах и в

¹ Название происходит от греческого слова «лейкос» — белый. Лейцит и турмалин не относятся к группе полевых шпатов.

пегматитовых жилах; кроме того, он является существенной составной частью так называемых *турмалиновых гранитов*. Далее он харак-

терен для сланцев и области контактов.

Месторождения в СССР: Урал, близ Свердловска (дер. Алабашка, Мурзинка и Липовка); Забайкалье — горы Адун-Чолонг (в особенности шерлы), Борщовочный кряж (розовые и полихромные турмалины).

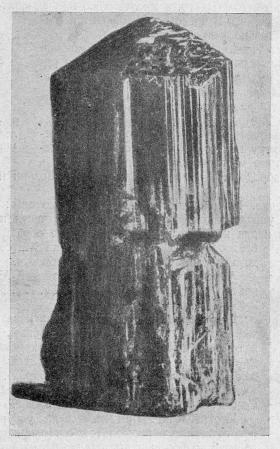


Рис. 81. Гигантский кристалл турмалина. С. Америка. (Уменьшено в 2 раза.)

Употребление. Красиво окрашенные прозрачные кристаллы турмалина гранятся как драгоценный камень. Зеленый прозрачный турмалин применяется для оптических целей (турмалиновые щипцы). Чистые и прозрачные камни применяются в радиотехнике.

В. ВОДНЫЕ СИЛИКАТЫ

Группа слюд

Слюды — весьма распространенные породообразующие минералы как в массивных горных породах (по преимуществу в гранитах), так в особенности в кристаллических сланцах. Слюдяной сланец нацело

состоит из слюды. Слюды характеризуются весьма совершенной спайностью в одном направлении, благодаря чему легко расщепляются на тончайшие упругие листочки (рис. 82). Твердость слюд 2,5—3.

Кристаллы моноклинической системы, чаще в виде табличек и призм. По химическому составу слюды представляют водные алюмосиликаты.

Мусковит (белая калийная слюда). Химический состав —

H₂KAl₃(SiO₄)₃. Тв. 2—3. Уд. в. 2,76—3.

Белого цвета с желтоватым, сероватым, розоватым или зеленоватым оттенком. Прозрачна в тонких листах. В чистых разновидностях не проводит электричества.

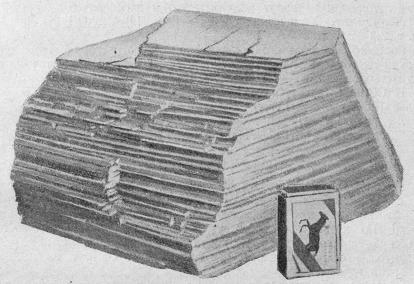


Рис. 82. Часть природного кристалла флогопита. Слюдянка.

Встречается часто как породообразующий минерал в гранитах и сланцах. Крупные кристаллы встречаются в пегматитовых жилах и пегматитах. Вес отдельных кристаллов достигает до $16\ \kappa r$ и более; из крупных кристаллов получаются пластины до $5\ m^2$.

В СССР имеются старинные месторождения мусковита, разраба-

тывавшиеся еще в XVII веке в Карелии.

Важнейшие месторождения, ныне эксплоатируемые в Восточной Сибири, на р. Маме (приток р. Витима), в Красноярском районе, где добывается мусковит как для внутреннего потребления, так и для экспорта.

Употребление. Применяется как ценный изоляционный материал в электротехнической промышленности. Кроме того, идет для вставки в окна плавильных печей, на мембраны для граммофонов и для изготовления слюдяных порошков.

Флогопит. Химический состав — FK₂Mg₃AlSi₃O₁₂. Тв. 2,5—3.

Уд. в. 2,8.

Сходен с мусковитом. Золотисто-бурого цвета разных оттенков.

99

Встречается в контактовых месторождениях, часто вместе с кальцитом и апатитом (рис. 82).

В СССР крупное промышленное месторождение на р. Слюдянке,

близ Байкала в Восточной Сибири, имеющее экспортное значение.

Употребление. Применяется для тех же целей, как и мусковит. **Биотит.** Химический состав — $(K,H)_2(Mg,Fe)_2(A1,Fe)_2Si_3O_{12}$. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,7—3,1.

Черного и черно-зеленого цвета. Породообразующий минерал изверженных горных пород, гнейсов, сланцев и пегматитовых жил.

Иногда встречается в крупных деформированных кристаллах (Южный Урал, Ильменские горы). Практического применения не имеет, так как проводит электричество и непрозрачен.

Лепидолит. Химический состав — $F_2(K, Li)_2Al_2Si_3O_9$. Тв. 2,5—3.

Уд. в. 2,8—2,9.

Розового, красноватого и светлофиолетового цвета, обычно в виде мелких листочков, реже пластинчатых кристаллов. Выделяется в пегматитовых жилах.

В СССР встречается на Урале (район Свердловска) и в Забай-калье (Борщовочный кряж).

Лепидолит — литиевый минерал, встречающийся в СССР в большом количестве, употребляется для получения препаратов лития.

Группа хлоритов

Минералы группы хлоритов 1 по физическим свойствам схожи со слюдами; обладают весьма совершенной спайностью по одному направлению и легко расщепляются на гибкие, но не упругие листочки. По химическому составу хлориты — водные алюмосиликаты с весьма сложной формулой. Широко распространенные на Урале, хлоритовые сланцы большею частью целиком состоят из минералов этой группы.

Образование хлоритов происходит обычно при повышенной температуре и при высоком давлении, в присутствии воды. Из этой

группы отметим только клинохлор.

Клинохлор. Химический состав — $H_8Mg_5Al_2Si_3O_{18}$. Тв. 2. Уд. в.

2,55-2,78. Система моноклиническая.

Цвет зеленый; обладает совершенной спайностью. Гибок. Образует прекрасные кристаллы. Существеннейшая составная часть хлоритового сланца.

В СССР клинохлор встречается на Урале.

 $^{\circ}$ Змеевик $^{\circ}$ (серпентин). Химический состав — $H_4Mg_3Si_2O_9$. Часто примесь железа, замещающего магний. Тв. 2,5—4. Уд. в. 2,5—2,65.

Плотные массы с занозистым изломом зеленого и буровато-зеленого цвета различных оттенков до черно-зеленого, в зависимости от количества железа. Нередко окраска пятнистая от включений

¹ Название от греческого слова «хлорос»— зеленый. Большая часть минералов этой группы окрашена в зеленый цвет.

² Название дано по внешнему виду в силу сходства окраски многих разновидностей минерала с цветом змеиной кожи. Змеевик и все описанные ниже водные силикаты приведены без указания групп, к которым относятся.

хромистого железняка. Змеевики залегают огромными массами, образуя горную породу. Обычно они образуются в результате выветривания оливина или пироксена с присоединением воды.

В СССР змеевики широко распространены на Среднем и Южном Урале и являются материнской породой хромистого железняка, маг-

незита, талька, асбеста, платины и никелевых руд.

Асбест. Представляет собой волокнистый минерал, близкий по составу к змеевику. Встречается в виде жил и прожилков, состоящих из тонких шелковистых волокон, ориентированных перпендикулярно к стенкам жилы.

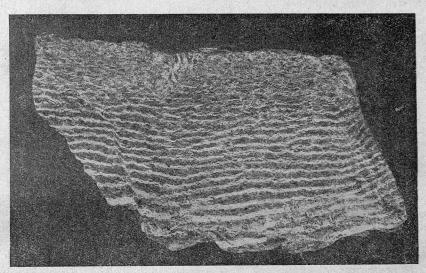


Рис. 83. Прожилки асбеста в породе. Баженовское месторождение. Урал.

Такие жилы различной мощности, от долей миллиметра до 10 *см* и более, иногда пронизывают сплошь толщи змеевика (рис. 83).

Происхождение асбеста не совсем ясно; повидимому, он представляет продукт сложной переработки змеевиков горячими водами. Кроме асбеста, образующегося из змеевика (серпентин-асбеста или змеевикового асбеста), известен минерал такого же строения, но с другими физическими свойствами, получающийся из амфибола — роговообманковый асбест, найденный недавно на Урале (Сысертское месторождение — к югу от Свердловска) и представляющий ценный кислотоупорный материал.

Серпентин-асбест в СССР добывается главным образом на Урале. Месторождения высококачественного асбеста, имеющие мировое значение, — близ ст. Баженово, в районе Свердловска. Другое крупное месторождение — Ильчирское в Восточной Сибири, в 300 км от Иркутска. Кроме того, на Урале и в Сибири известен ряд место-

рождений меньшего значения.

Употребление. Благодаря своему волокнистому строению, огнеупорности и плохой электропроводности и теплопроводности асбест имеет очень широкое применение. Лучшие (более длинноволокнистые) разновидности применяются как прядильный материал для изготовления несгораемых тканей разных сортов (в особенности прозодежда для пожарных, литейщиков, для рабочих химической промышленности и т. д.). Средние сорта — для изготовления асбестового картона и бумаги (для тепловой и электроизоляции), асбестовых набоек и т. п. Низшие сорта в смеси с цементом — для изготовления искусственного кровельного шифера и этернита.

 $^{\vee}$ Тальк. Химический состав — $H_2Mg_3(SiO_3)_4$. Тв. 1. Уд. в. 2,7—2,8.

Система моноклиническая.

Плотные массы белого, серого цвета (жировик или мыльный камень). Листоватые массы с весьма совершенной спайностью в одном направлении, зеленоватые, желтоватые. Талык в тонких листочках гибок. Очень мягок, жирен на-ощупь. Талык встречается пластами, гнездами, часто образует горную породу — тальковые сланцы.

Образуется в верхних частях земной коры вместе со сланцевыми породами в результате действия воды и углекислоты на магнезиальные породы: перидотиты, пироксениты, а также роговые обманки и дру-

гие содержащие Mg минералы.

В СССР встречается на Урале, близ Свердловска; на Южном Урале— в Миасской даче и в Кыштымском торном округе (дер. Шабры).

Употребление. Наибольшее применение тальк находит в резиновой промышленности (в особенности для опудривания готовых резиновых изделий), кроме того, в бумажной, парфюмерной, кожевенной и фармацевтической промышленности. Плотный тальк (жировик) — для изготовления огнеупорной посуды. Тальковый камень — для огнеупорных кирпичей.

Гарниерит ¹. Химический состав — H_2 (Ni, Mg)SiO₄ · nH_2 О. Состав изменчив. Содержание никеля доходит до 25%. Тв. 2—4. Уд. в. 2,27.

Сплошные землистые ноздреватые массы, часто проникающие собою пористый кварц. Типичного яблочно-зеленого и изумруднозеленого цвета. Образцы ревдинскита, встречающиеся в коллекциях, обычно сравнительно бедны Ni и окрашены в бледнозеленый цвет.

Гарниерит связан с продуктами выветривания никельсодержащих змеевиковых и оливиновых пород. Эти продукты заполняют трещины в окружающей породе и отлагаются в местах контакта с глинами. Промышленное значение имеют залежи гарниерита, содержащие не менее 3% Ni. Ревдинскиты Урала обычно содержат Ni в среднем 3-4% и более.

Мирового значения залежи гарниерита — на о. Новая Каледония (близ Австралии). В СССР гарниерит и ревдинскит встречаются на Урале — в Уфалейском районе, близ ст. Ревда, а также в Халиловском районе.

Употребление. Единственная руда на Ni, встречающаяся в СССР в значительных количествах.

√ Каолин². Химический состав — H₄Al₂Si₂O₉. Тв. 2. Уд. в. 2,6—2,63.

² Название в переводе с китайского означает «фарфоровая глина».

¹ Разновидность, впервые встреченная в России в 1870 г., была названа ревлинскитом.

В чистом виде каолин представляет белые рыхлые землистые массы, дающие с водой пластичное тесто.

Каолин — основная составная часть глин. Он является обычным продуктом поверхностного выветривания горных пород.

В каолин переходят при выветривании полевые шпаты, слюды и другие алюмосиликаты. Во многих местах Украины и Сибири можно найти граниты, в которых весь полевой шпат перешел в каолин, но структура гранита сохранилась. В СССР залежи каолина находятся на Украине в ряде мест Киевской области (Глуховцы, Турбов) и Днепропетровской области, близ ст. Пологи и ст. Просяной недалеко от Бердянска.

Высококачественные огнеупорные глины, в состав которых входит каолин, добываются в Европейской части РСФСР — Гжель Московской области; Боровичский район Ленинградской области; на Украине (Часов-Яр) и на Урале (Сухой Лог, Байны, Кыштым).

Употребление. Каолин — основное сырье для производства фарфоровой и фаянсовой посуды. Для этого отмученный каолин смешивают с измельченным полевым шпатом и кварцем и из этой массы формуют изделия, которые подвергаются обжигу. Кроме того, каолин широко применяется в писчебумажной промышленности как наполнитель.

Хризоколла (кремнекислая медь). Химический состав — CuSiO₃ \cdot 2H₂O. Кремнезема 34,3%, окиси меди 45,2%, воды 20,5%. Тв. 2—4. Уд. в. 2—2,2.

Яркозеленого, голубовато-зеленого цвета натечные аморфные, весьма хрупкие массы со стеклянным блеском. Иногда землистые массы. Излом раковистый. Образуется при разложении сернистых медных руд в верхних частях рудников, нередко вместе с малахитом.

Встречается на Урале и в Казакстане.

Употребление. Применяется как медная руда, обычно в смеси с другими медными минералами.

3-й отдел. Фосфаты

Апатит. По химическому составу различают: фтор-апатит (CaF)Ca₄(PO₄)₃ и хлор-апатит (CaCl)Ca₄(PO₄)₃. Обе разности сходны между собой по физическим признакам. Тв. 5. Уд. в. 3,2. Система гексагональная.

Апатит встречается в призматических, реже таблитчатых кристаллах, а также в виде сплошных масс зернисто-кристаллического строения. Апатит окрашен обычно в различные оттенки зеленого цвета, от бледнозеленого, почти бесцветного, до синевато-зеленого и бурозеленого. Известны бурые и фиолетовые разновидности.

Мелкие кристаллики апатита обычны в изверженных горных породах. Кроме того, он выделяется в области контактов изверженных пород с известняками. Важнейшие месторождения апатита представляют собой выделения из щелочных магм. В СССР находится единственное в мире крупное месторождение апатита промышленного значения в Хибинских горах на Кольском полуострове в виде мощных линзообразных масс среди темных изверженных нефелиновых пород,

с запасами более 2 млрд. т. Месторождение разрабатывается с 1929 г. и соединено железной дорогой с Мурманском и Ленинградом. Ежегод-

ная добыча апатита более 500 тыс. т.

Теоретическое содержание фосфорного ангидрида P_2O_5 в чистых апатитах 42,26%. Хибинские апатиты, как руда, содержат в среднем 33-34% P_2O_5 . Кроме Хибин, апатит известен на Южном Урале, на р. Слюдянке близ оз. Байкал, в Карелии и в других местах.

Употребление. Апатит применяется как ценное сырье для приготовления фосфорнокислых удобрений как для потребления внутри СССР, так и для вывоза за границу.

Фосфорит. Землистый фосфат кальция, близкий по составу к апа-

титу. Содержание Р.О. колеблется от 15 до 30%.

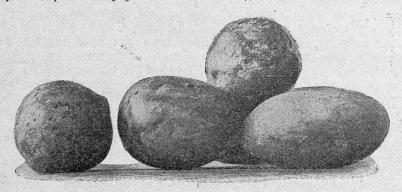


Рис. 84. Подольский фосфорит. Украина.

Встречается в виде желваков и конкреций (рис. 84) буровато-серого, бурого и темнобурого цвета среди осадочных пород, известняков, песков, песчаников и сланцев. Образуется за счет фосфора из остат-

ков организмов прежних геологических периодов.

В СССР известны и разрабатываются в целом ряде районов крупные залежи фосфоритов, обычно довольно бедных P_2O_5 . Важнейшие месторождения: в Егорьевском районе Московской области; в Горьковском крае; в Курской и Западной области; на Украине в районе Каменец-Подольска; в Казакстане близ Актюбинска.

Употребление. Фосфориты поступают на суперфосфатные за-

воды для выработки искусственных удобрений.

4-й отдел. Нитраты

Калийная селитра. Химический состав — KNO_3 . Азотного ангидрида 53,47%, окиси калия 46,53%. Тв. 2. Уд. в. 1,9—2,1. Система ромбическая.

Встречается в виде прозрачных игольчатых и волосовидных кристаллов, а чаще всего в сплошных лучистых или коркообразных скоплениях белого или серого цвета. Вкус соленый, холодящий. Образуется из органических остатков и животных отбросов при участии микроорганизмов, обычно на солончаках и в известковых 104

пещерах. В СССР встречается в Средней Азии, в Крыму и на Кавказе.

Употребление. Очень ценное удобрение для цветочных и садовых культур. Кроме того, применяется для производства пороха и других взрывчатых веществ. В больших количествах приготовляется искусственно.

селитра (чилийская селитра). Химический состав Натровая NaNO₃. Азотного ангидрида 63,5%, окиси натрия 36,5%. Система гексагональная.

Бесцветные или буроватые кристаллы, сходные по виду с кристаллами кальцита. Обычно встречается в сплошных массах и корковых образованиях. Легко растворяется в воде. Вкус соленый, холодящий.

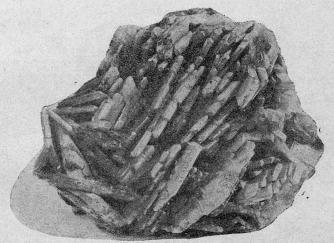


Рис. 85. Барит. Фергана.

Образуется в сухом климате при разложении органических остатков, например гуано (птичий помет), водорослей и т. д., при участии бактерий.

Мирового значения месторождения натровой селитры находятся

в Чили (Южная Америка) в пустыне Тарапака.

Употребление. Применяется в больших количествах для удобрения, кроме того, в химической промышленности и для изготовления взрывчатых веществ.

5-й отдел. Сульфаты

Барит (тяжелый шпат). Химический состав — BaSO₄. Окиси бария 65,7%. Тв. 3,5. Уд. в. 4,3—4,6. Система ромбическая.

Барит встречается грубозернистыми плотными массами серого,

белого, голубого, красноватого цвета.

Часто попадается в хорошо образованных таблитчатых кристаллах, которые срастаются в друзы, нередко с различными включениями (рис. 85). Спайность совершенная. Барит встречается в гидротермальных жилах, иногда вместе с сернистыми минералами, выделяясь из горячих водных растворов в железных шляпах. Кроме того, барит находится и среди осадочных горных пород вместе с кальцитом.

В СССР барит известен в Закавказье (Грузия, район Кутаиса),

на Южном Урале, на Алтае, в Средней Азии и в Казакстане.

Употребление. В химической промышленности — для получения препаратов бария. Кроме того, применяется в красочной и полиграфической промышленности.

Англезит. Химический состав — PbSO₄. Тв. 3. Уд. в. 6,2—6,3.

Система ромбическая.

Англезит встречается в светлых, серых и темноокрашенных масысах и прозрачных белых мелких кристаллах в верхних частях руд-

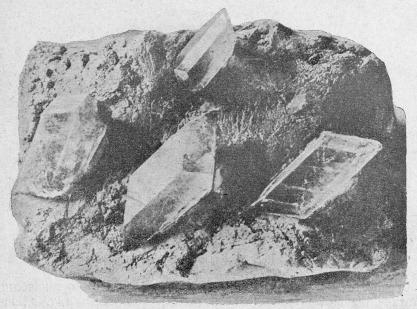


Рис. 86. Кристаллы гипса. Огайо, США.

ных тел и представляет обычный продукт разрушения свинцового блеска. Встречается реже церуссита.

В СССР известен на Урале (Березовский рудник), в Забайкалье

(Нерчинские рудники) и в Средней Азии (Кара-Мазар).

Употребление. Применяется как богатая свинцовая руда, но самостоятельного практического значения не имеет.

У Ангидрит ¹. Химический состав — СаSO₄. Тв. 3—3,5. Уд. в.

2,9-3. Система ромбическая.

Образует зернистые массы синеватого, фиолетового и розоватого

цвета с совершенной спайностью по трем направлениям.

Встречается пластами, прожилками и желваками в осадочных породах вместе с гипсом и каменной солью и представляет химический осадок древних морей.

¹ Название в переводе с греческого — «безводный», в отличие от гипса. 106

В СССР встречается на Урале (близ Кунгура), в Поволжье (Горьковский край) и в Донбассе (Артемовск).

Употребление. Применяется для получения серной кислоты и ан-

гидритового цемента.

Гипс. Химический состав $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Тв. 2. Уд. в. 2,31—2,32. Система моноклиническая.

Белые, красноватые, желтоватые, серые тонкозернистые массы (алебастр). Пластинчатые, прозрачные, полупрозрачные кристаллические скопления. Волокнистого строения массы с шелковистым блеском («селенит») в трещинах осадочных горных пород. Прозрачные и полупрозрачные кристаллы (рис. 86), иногда сероватые от

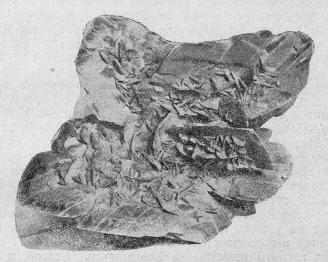


Рис. 87. Сросток кристаллов гипса. Оз. Баскунчак.

посторонних примесей, нередко образующие друзы и розетковидные

сростки (рис. 87).

Весьма совершенная спайность в одном направлении, благодаря чему гипс легко расщепляется на тонкие пластины («Marienglas»), не обладающие упругостью (отличие по внешнему виду от слюды).

Гипс — типичный минерал осадочных горных пород. Залегает вместе с глинами, сланцами, мергелями, а также с каменной солью

и другими химическими осадками древних морей.

Месторождения гипса в СССР многочисленны. На Урале гипс встречается в районе Кунгура, Осы и в других местах. В Поволжье — Горьковский край и Татреспублика. Встречается во многих местах

в Сибири и в Крыму.

Употребление. Обожженный гипс широко применяется для отливок в скульптурных работах, а также в медицине для производства слепков. Кроме того, применяется в электротехнике. Прозрачные разновидности гипса идут для оптических приборов. Алебастр — для изготовления мелких художественных изделий.

 ✓ Мирабилит (глауберова соль). Химический состав — Na₂SO₄ · 10H₂O. Тв. 1,5—2. Уд. в. 1,4—1,5. Система моноклиническая. Бесцветные со стеклянным блеском кристаллы, горько-соленые на вкус.

Мирабилит выделяется из воды соленых озер во время морозов при температурах ниже -3° в результате реакции:

$$MgSO_4 + 2NaCl \implies Na_2SO_4 + MgCl_2$$

Реакция обратима, так что выпавшие зимой при охлаждении воды массы мирабилита, летом, при повышении температуры, опять растворяются.

Вместе с мирабилитом выделяются огромные массы тенардита

 Na_2SO_4 , но при температуре не ниже 32,5° C.

Мирового значения месторождения мирабилита расположены по берегам мелководного залива Карабугаз, находящегося в восточной части Каспийского моря, где эта соль образуется в огромных количествах и выбрасывается прибоем на берег. Месторождение эксплоатируется; обезвоженная соль вывозится на стекольные заводы.

Кроме того, мирабилит применяется в химической промышленности.

Алунит (квасцовый жамень). Химический состав — $K_2SO_4 \cdot Al_2(SO_4)_3 \cdot 2Al_2(OH)_6$. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,6—2,8. Окиси калия 11,33%; глинозема 37,1%.

Белые, серые, красноватые массы, представляющие продукт разрушения трахитов и других изверженных пород под влиянием сернистых газов и вод.

В СССР встречаются алуниты также среди осадочных пород. Растворы серной кислоты, образующейся при окислении пиритов, действуют на каолин, полевые шпаты и слюды в песках и песчаниках, причем в известных случаях образуется алунит. Такого происхождения алуниты известны на Урале по р. Чусовой, в так называемом Журавлинском месторождении. Эти алуниты по внешнему виду похожи на каолин. Алуниты, образовавшиеся в результате сложных процессов выветривания древних вулканических пород, известны в Азербайджане (Загликское месторождение).

В случае крупных залежей алунит может иметь значение как руда на алюминий.

6-й отдел. Вольфраматы

Вольфрамит. Химический состав — (Fe, Mn) WO $_4$. Содержание WO $_3$ около 75%. Тв. 5,5. Уд. в. 7,2—7,5. Система моноклиническая.

Таблитчатые или призматические кристаллы. Цвет темный или коричнево-черный. Блеск полуметаллический, совершенная спайность по одному направлению. Очень тяжел, что является характерным признаком вольфрамита.

Вольфрамит встречается обычно включениями в пегматитовых или пневматолитовых жилах с кварцем, железистым лепидолитом (циннвальдитом), бериллом и сульфидами, а также вместе с оловянным камнем. Кроме того, выделяется и в рудных жилах вместе с мышьяковым колчеданом и другими рудными минералами.

Мировой поставщик вольфрамита — Китай. В СССР важнейшие залежи вольфрамита, имеющие промышленное значение, находятся в Забайкалье и Северном Казакстане. Кроме того, месторождения вольфрамита имеются на Украле (дер. Баевка в районе Свердловска).

Употребление. Вольфрамит — важнейшая руда на вольфрам 1, применяемый для получения специальных сортов стали, а также для изготовления нитей в электрических лампочках накаливания. Различные карбиды вольфрама (карболой, видий, победит и др.) имеют очень высокую твердость (около 9,8 по шкале Мооса) и часто применяются при вращательном бурении вместо алмаза.

Шеелит. Химический состав — CaWO₄. Содержит WO₃ 80,6%,

СаО 19,4%. Тв. 4,5—5. Уд. в. 5,9—6,2. Система квадратная.

Зернистые и кристаллические массы. Очень часто кристаллы пирамидальной формы. Цвет белый, коричневый, красноватый. Встречается в жилах вместе с плавиковым шпатом, вольфрамитом и оловянным камнем; в рудных жилах и контактах (скарны Урала).

В СССР встречается в Сибири (Нерчинский горный округ) и на Урале в окрестностях горы Магнитной (Гумбейское месторождение).

Употребление. Руда на вольфрам.

VII класс. Углеводородные соединения

Нефть. Жидкий минерал, маслянистый, с характерными запахом и флюоресценцией. Уд. в. 0,6—0,96.

По химическому составу нефть представляет смесь углеводородов парафинового ряда $C_n H_{2n+2}$. Кроме того, в состав нефти входят угле-

водороды ряда этилена C_nH_{2n} .

В то время как нефти США представляют собою насыщенные углеводороды парафинового ряда, нефти Баку и ряда других месторождений СССР характеризуются составом главным образом из непредельных углеводородов ряда нафтенов.

Различают два типа нефти: 1) парафиновая нефть; 2) беспара-

финовая нефть, дающая большой выход смазочных масел.

Цвет нефти темнозеленый и темный, в редких случаях светлый, светлюжелтый (сураханская нефть) и темнокрасный (кубанская нефть). Светлые сорта нефти — легкие, темные — тяжелые.

В одном и том же нефтяном районе в более высоких горизонтах скопляются вещества с более высокой температурой кипения, чем в нижних частях месторождения. Такого рода разновидности нефти окрашены в более темный цвет и менее легкоподвижны. С глубиною они становятся более текучими, окраска их делается светлее и в них преобладают углеводороды с более низкой температурой кипения.

Нефть часто пропитывает пористые породы — мергеля, пески, песчаники (рис. 88). Циркулирует подобно воде по трещинам пород, вырываясь на поверхность под давлением сопровождающих ее горючих газов и давая нефтяные фонтаны. Все известные до сего

См. В. В. Критский. Вольфрам и молибден в электроламповой промышленности. Журнал «Минеральное сырье и его переработка» № 2, 1927.

¹ Металлический вольфрам — один из самых тугоплавких металлов (температура плавления 3267°). Металлургия вольфрама очень сложна.

времени месторождения нефти — вторичные месторождения, обычно в песках и лесчаниках, куда нефть проникает по трещинам из глубин земли.

Происхождение нефти до сего времени не установлено с достаточной ясностью. Существуют две гипотезы происхождения нефти. Согласно органической гипотезе нефть получилась при сухой перегонке остатков вымерших животных и растений прошлых геологических периодов в глубинах земли при высоком давлении и температуре. Главным основанием этой гипотезы, так называемой «дистилляционной», являются опыты Энглера, показавшего, что при перегонке животного жира при температуре около 400° под давлением 20-25 ат

АРАЛО-КАСП.

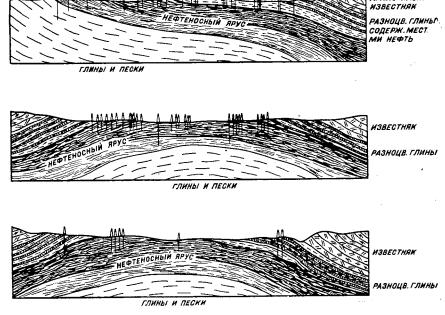


Рис. 88. Разрезы Бакинских месторождений нефти.

получается маслянистая жидкость, приближающаяся по составу к нефти. Согласно другой гипотезе *неорганического* происхождения нефти, высказанной Д. И. Менделеевым, нефть образовалась на больших глубинах при действии проникавшей туда по трещинам морской воды на углеродистые металлы, в особенности углеродистое железо.

По новейшей теории нефть образовалась при разложении органических веществ в бескислородной среде серобактериями при процессах диагенеза.

Нефтяные ресурсы СССР колоссальны. По данным энергетического конгресса в Лондоне, нефтяные запасы СССР составляют 37,4% мирового запаса нефти. Крупнейшее месторождение нефти мирового значения находится в Баку и в его ближайших окрестностях (с ежегодной добычей более 8 млн. т нефти), далее близ г. Грозного Чечено-Ингушской автономной области с ежегодной добычей более 3 млн. т и 110

в районе Майкопа на Северном Кавказе. В Азиатской части главнейшими нефтеносными областями являются огромный по своим размерам и еще недостаточно изученный Эмбенский нефтеносный район в нижнем течении рр. Урала и Эмбы и район о. Сахалина на Дальнем Востоке. Из новых нефтеносных районов СССР необходимо отметить месторождение нефти на Северном Урале (близ Чусовских Городков), открытое несколько лет назад, и более продуктивные месторождения в Башкирии, в районе Ишимбаева.

За границей важное значение имеют месторождения нефти в Соединенных Штатах (в особенности в Техасе и Калифорнии), в Южной Америке и Мексике и в Азии — месторождения Ирана и Месо-

потамии.

Нефть извлекается из глубин земли посредством бурения, причем в скважины опускают обсадные трубы, по которым нефть или поднимается сама под давлением сопровождающих ее горючих газов (нефтяные фонтаны) или извлекается посредством глубоких насосов, компрессоров или желонок. Добытая из скважин нефть освобождается от газов, которые частью идут для извлечения из них бензина, частью для технических нужд промыслов и прилегающих районов (согревание котлов, отопление жилых помещений) и поступает на нефтеперегонные заводы.

На этих заводах нефть подвергается дробной перегонке путем нагревания в ряде закрытых котлов с постепенно повышающейся температурой нагрева. При температурах от 0 до 150° отгоняются различные сорта бензина, от 150 до 270° — керосин, от 270 до 300° — соляровые масла и, наконец, при температурах выше 300° — различные сорта смазочных масел.

Остаток от извлечения из нефти бензина и керосина носит название мазута и частью используется как жидкое высококалорийное топливо, частью подвергается дальнейшей перегонке с перегретым паром для получения соляровых и смазочных масел. Из нефтей, богатых парафином (например многие грозненские сорта нефти), последний извлекается и идет для приготовления парафиновых свечей, пропитывания бумаги, спичек и т. д.

Мазут за последнее время перерабатывают на бензин путем применения так называемого крекинг-процесса, состоящего в том, что нефть, мазут или соляровые масла подвергают перегонке в особых аппаратах при температуре от 410—470° и давлении 12—50 ат, причем нефтепродукты подвергаются частично термическому распаду с образованием ряда газообразных и жидких продуктов, в частности бензина, а конечный остаток перегонного куба представляет собою твердую блестящую массу, называемую нефтяным коксом. Это чрезвычайно ценный продукт, не содержащий совершенно золы и употребляемый для изготовления электродов для электрометаллургии.

Состав нефти различных месторождений очень неодинаков. Так, бакинская нефть при дробной перегонке дает в среднем:

		$B^{0}/_{0}$
Бензина и газолина		
Керосина		. 33
Соляровых и смазочных масел		
Гудрона	•	. 14

					$B^{-0}/_{0}$
Бензина и газолина					. 15,5
Керосина					. 55
Соляровых масел.					. 19.5

√ **Асфальт.** По химическому составу представляет окисленную нефть — смесь углеводородов и кислородных соединений нефти. Уд. в. 1—1,2. Пропитывает известняки, мергеля и песчаники. Встречается в Поволжье близ Сызрани, в Казакстане, в Сибири и в Крыму (Керченский район).

Употребление. Применяется для изготовления лаков и для асфальирования упин.

Озокерит (горный воск). Химический состав — 84% углерода, 16% водорода. Уд. в. 0,8—0,97.

По внешнему виду и физическим свойствам озокерит очень схож с воском. Представляет продукт видоизменения парафинистой нефти. Грубожилковатые массы буроватого и зеленоватого цвета.

Озокерит отчасти залегает пластами, проникая слои песчаников, отчасти заполняет трещины в породах.

В СССР озожерит добывается на о. Челекен и в Фергане, в месторождениях Шор-су и Сель-Рохо. Употребляется для изготовления церезина (искусственного воска), пропитывания тканей, брезентов и для других технических целей.

✓ Ископаемые угли. Ископаемыми углями называют различные естественные ископаемые горючие, образовавшиеся из остатков растений прежних геологических периодов, а иногда также колоний водорослей, организмов планктона и бентона, путем сложных изменений, выразившихся в постепенном обогащении углеродом так называемого материнского вещества угля.

Изучение пластов ископаемых углей и сопровождающих их пород показало, что остатки растений прежних геологических периодов, главным образом каменноугольного, медленно разлагались под водою без доступа воздуха. В одних случаях эти пласты накоплялись в громадных болотах на том же самом месте, где росли эти растения. В некоторых пластах угля найдены отпечатки прекрасно сохранившихся, совершенно неповрежденных нежных листочков и веточек растений. Если бы их переносило потоками воды, они были бы переломаны и искрошены. Кроме того, в подобных пластах встречаются нередко целые стволы и пни деревьев, сохранившихся в том же положении, как они росли. Угли, образовавшиеся подобным образом, называются автохтонными. В других случаях растительный материал, повидимому, переносился реками и отлагался около их устья в тех морских заливах и озерах, куда впадали эти реки. В таких месторождениях угля не встречается неповрежденных остатков растительности, листочки и веточки переломаны и попорчены, в них встречаются нередко включения грубого обломочного материала песков, глин — и наблюдается расщепление толстых пластов угля на ряд более тонких. Все это свидетельствует о наносном происхождении материала. Такие угли называются аллохтонными.

Тот и другой способ накопления растительного материала наблюдается и в настоящее время. В торфяных болотах остатки торфяного мха, осоки и других болотных растений, медленно опускаясь на дно, разлагаются на месте своего произрастания, постепенно превращаясь в торф. С другой стороны, в дельтах многих современных рек, например в устьях сибирских рек, впадающих в Ледовитый океан, мы находим пример накопления остатков растительности, нередко целых древесных стволов, принесенных водою.

Главная масса ископаемых углей образовалась много миллионов лет назад, в так называемый каменноугольный период, когда климат был гораздо теплее современного и растительность отличалась богатым развитием. Растения того времени, послужившие материалом для образования ископаемых углей, сильно отличались от современных. Это были громадные древовидные хвощи, древовидные папорот-

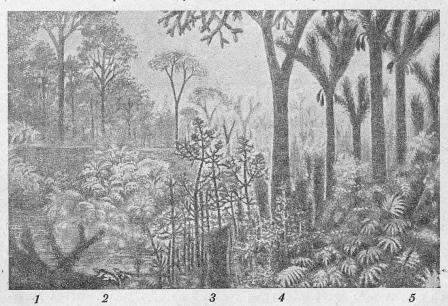


Рис. 89. Ландшафт каменноугольного периода.

1- кордаиты, стигмария; 2-папоротники (древовидные), земноводные (антракозавры); 3-каламиты; 4-лепидодендроны; 5- сигиллярии.

ники и деревья особого вида с чешуевидными листьями, называемые лепидодендронами и сигилляриями, достигавшие в высоту до 40 м и более. Прилагаемый рисунок (рис. 89) знакомит с общим характером растительности каменноугольного периода.

Из остатков наземных и болотных растений образовались наиболее распространенные *гумусовые* у*гли*, как автохтонные, так и аллохтонные, а из остатков водорослей и планктона, образовавших на дне водоемов гнилой ил, — *сапропель*, — *сапропелевые* у*гли*.

Ископаемые угли состоят из органической массы с примесями серного колчедана, кварца и отчасти гипса и глины.

По физическим и химическим признакам, в порядке возрастания количества углерода, ископаемые угли могут быть расположены в следующий ряд: лигнит — бурый уголь, каменные угли сапропелевые (кеннель, богхед), каменные угли гумусовые, антрацит.

Бурый уголь (большей частью мезозойского возраста) имеет вид буро-черной более или менее плотной массы с землистым неровным или раковистым изломом. Если в нем заметны растительные остатки и сохраняются строение и наружный вид древесины, бурый уголь называется лигнитом.

На фарфоровой пластинке дает бурую черту.

Каменный уголь черного цвета и дает черную черту. Он имеет большую твердость, чем бурый, и представляет много разновидностей, отличающихся по внешнему виду и в техническом отношении.

Твердость каменных углей 2—2,5. Уд. в. 1,26—1,35.

В отношении блеска каменные угли разделяются на матовые угли — без блеска и блестящие угли; среди последних различают угли со смолистым, жирным и металлическим блеском.

Антрацит очень тверд, отличается серовато-черным цветом и сильным металлическим блеском.

Процентный состав органического вещества ископаемых углей приведен в следующей таблице, составленной по проф. Мук:

Название угля	С	H	0	N
		про	центы	<u> </u>
Бурый уголь Каменный уголь Антрацит	69 82 95	5,5 5 2,5	25 13 2,5	0,5 Следы "

Строение угольной массы ¹. В строении угольной массы, согласно с новейшими работами (Marie Stopes), принимают участие следующие четыре разновидности, отличаемые макроскопически и микроскопически:

1) Фюзен (fusain) — волокнистый или шелковистый матовый уголь со структурою древесного угля; состоит из обугленных частей древесины, реже других частей растений.

2) Дюрен (durain) — матовый уголь сапропелевого или гумусо-

вого происхождения.

3) *Клярен* (clarain) — блестящий уголь, не утративший следов растительных остатков; под микроскопом отличимы остатки стволов, листьев и пр.

4) Витрен (vitrain) — блестящий уголь, утративший всякую растительную структуру и представляющий коллоидальную массу, бес-

структурную, с раковистым стеклообразным изломом.

Коксующаяся и спекающаяся способность ископаемых углей. При накаливании без доступа воздуха в закрытом пространстве из ископаемых углей получают кокс.

Различают три вида кокса: 1) *песчанистый*, когда коксовый остаток внешне не отличается от обращенного в порошок угля; 2) *полуспекшийся*, который характеризуется размягчением частиц угля

¹ См. проф. П. И. Степанов. Геолотия месторождений ископаемых углей, Харьков 1930.

при накаливании и их поверхностным склеиванием, и 3) спекшийся кокс в виде гладкой сплавленной массы с металлическим блеском, вспученной благодаря улетучивающимся газам.

Лигниты, бурые и сапропелевые угли при коксовании дают неспекающийся кокс. На характер спекаемости кокса большое влияние оказывает преобладание той или другой структурной разновидности угля. Фюзен, повидимому, понижает эту способность.

Длина пламени и продолжительность горения ископаемых углей зависят главным образом от количества летучих составных частей, отделяющихся при нагревании. Свойство пламени быть ярким или коптящим зависит главным образом от количества свободного и связанного (с кислородом) водорода.

Теплотворная способность ископаемых углей колеблется в дозольно широких пределах, как видно из следующих данных:

Название угля	Теплотворная способность (в б. кал)
Лигнит	2 000 — 3 200
Бурый уголь	4 000 — 6 200
Каменный уголь	8 000 — 9 500
Антрацит	9 000 — 9 200

Отдельные виды ископаемых углей, как видно из предыдущего, составляют непрерывный ряд. В одном и том же месторождении характер угля бывает различным, причем уголь одного и того же пласта в разных районах бассейна может изменяться от газового угля до антрацита.

Обыкновенно в более глубоких стратиграфических горизонтах встречаются угли с меньшим содержанием летучих веществ. Обогащение углеродом растительных остатков вызывается, повидимому, деятельностью особых бактерий, сходных с теми, которые производят подобную же работу в современных торфяных болотах. Окончательное превращение в каменный уголь или антрацит происходило уже от давления позже отложенных пластов, горообразовательных процессов, а иногда и от действия внутренней теплоты земли.

Мировые запасы ископаемых углей исчисляются в 7 665,1 млрд. т. Первое место по запасам углей принадлежит США, располагающим почти 50% мировых запасов; за США следует Канада, а СССР занимает третье место и имеет подсчитанные запасы ископаемых углей 1 200 млрд. т.

Однако, нужно сказать, что далеко не все наши каменноугольные месторождения достаточно изучены, и поэтому можно надеяться, что в результате новых открытий угольных месторождений и развертывания разведочных работ на месторождениях уже известных угольные запасы СССР будут значительно увеличены.

По качеству ископаемых углей СССР находится в очень благоприятных условиях, так как большая часть наших углей принадлежит к лучшим сортам. В то время как в мировых запасах ископаемых углей бурые угли составляют 38%, у нас всего 3% запасов относится к бурым углям. Остальные 97% углей СССР принадлежат к высокосортным углям с большой теплотворной способностью, причем антрациты составляют 45%.

Важнейшие месторождения ископаемых углей в СССР (на 1/1 1933 г.);

Название месторождения	Местонахождение	Запасы в млрд. <i>т</i>
Кузнецкий бассейн Тунгусская угленосная площадь Иркутский бассейн Донецкий " Буреинский " Печорская угленосная площадь Угленосные площади бассейна р. Лены Канский бассейн Караганда Минусинский бассейн Подмосковный бассейн	Восточная Сибирь	400 300 75 71 60 60 50 40 20 15 5,9 2,7

Общие запасы по СССР (с учетом тонких пластов угля) — 1 200 млрд. т.

Применение ископаемых углей. Ископаемые угли — важнейший вид топлива для промышленности, транспорта и для домашнего обихода. Каменные угли — исходный продукт для получения металлургического кокса и светильного газа. При коксовании каменного угля получаются в качестве побочного продукта каменноугольная смола и аммиачные воды. Из каменноутольной смолы получают разнообразные анилиновые и ализариновые краски, в особенности для текстильной промышленности, взрывчатые вещества, бензол, нафталин, карболовую кислоту, различные медицинские препараты и целый ряд других ценных продуктов.

За последнее время стал развиваться новый вид производства — ожижение чли гидрогенизация каменных и в особенности бурых углей — получение из них жидких горючих продуктов методом гидрирования водородом под давлением 200—300 атмосфер и температуре 400—500°, впервые предложенное Ф. Бергиусом в 1913 г. При этом из угля получается жидкое топливо, сходное с нефтью, из которого путем дальнейшей перегонки можно получить продукты, соответствующие бензину, газолину, керосину и другим дериватам нефти.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Наиболее удобным и быстрым способом анализа минералов является определение их при помощи паяльной трубки, введенное в минералогическую практику еще в XVIII веке шведским ученым Кронштедтом (1722—1765). В дальнейшем этот метод был значительно дополнен и усовершенствован, и в настоящее время широко применяется, в особенности для определения рудных минералов, а также открытия в них отдельных элементов.

Задачей отдела «Определение минералов» является дать описание и практические указания для производства важнейших испыта-

ний минералов с помощью паяльной трубки. Для ознакомления с проверочными и дополнительными реакциями, а также методами открытия отдельных элементов и анализом минералов мокрым путем нужно обратиться к специальным определителям минералов 1, где указан также полный ход анализа и приведены систематические таблицы для определения минералов.

Принадлежности и реактивы для определения минералов с паяльной трубкой

Паяльная трубка служит для того, чтобы вдувать ртом воздух в пламя свечи и получать высокую температуру, которой пользуются для ряда реакций, по преимуществу металлургического характера. Раз-

борная паяльная трубка (рис. 90) состоит из мундштука а, собственно трубки b, барабана c и наконеч-

ника d.

Наконечник *d* лолжен сниматься, чтобы от времени до времени можно было прочищать его конец, который иногда засаривается. Для этого пользуются куском стальной или латунной проволоки, который должен легко вхолить в отверстие трубки. Конец трубки нужно держать совершенно стым и вытирать его бумагой во время работы, а в случае надобности чистить иногда шкуркой или наждачной бумагой мелкого номера (00 или 000).

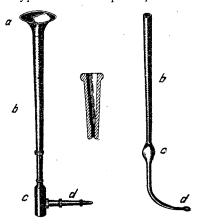


Рис. 90. Паяльные трубки.

На рис. 90 в середине изображен мундштук в разрезе, а справа простая паяльная трубка, которую также можно употреблять для определения минералов, хотя и с меньшим удобством. При работе с паяльной трубкой пользуются обыкновенно пламенем парафиновой или стеариновой свечи, которая отличается тем преимуществом перед газовой горелкой, что ее легко захватить с собою для работы в отдаленных местностях во время экспедиций. Свечу можно заменить масляной лампой, дающей достаточно большое, не коптящее пламя.

При работе с паяльной трубкой в лаборатории можно пользоваться пламенем бунзеновской газовой горелки, слабо горящей светящимся пламенем, но при этом нужно помнить, что светильный газ содержит всегда серу, и потому его пламя непригодно для открытия серы в минералах.

Наборы для определения минералов, смонтированные в небольшом ящике, часто берут с собою для работы в полевой обстановке

во время экспедиций и разведочных поездок.

¹ Одним из лучших определителей является книга проф. Н. М. Федоровского «Определение минералов», изд. 3-е, М. 1934.

Такой набор должен заключать следующие необходимые приборы:

- 1) Паяльная трубка.
- 2) Свеча или масляная лампа.
- 3) Пинцет минералогический (рис. 91). В минералогическом пинцете левые концы все время плотно сжаты и кусочек минерала держится в нем без надавливания пальцами. Если же нажать на среднюю часть, кончики расходятся и минерал выпадает. Хорошо, если концы пинцета платиновые или никелевые. Правый конец пинцета служит щипчиками, чтобы брать мелкие осколки минерала. Пинцет применяется обычно для определения плавкости минералов.
- 4) Платиновая проволока служит для работы с перлами (шариками) буры и фосфорной соли и для определения элементов по окрашиванию пламени. Кусочек проволоки длиною 5—6 см при толщине 0,1—0,3 мм впаивается в стеклянную палочку или вставляется в осо-



Рис. 91. Пинцет для работы с паяльной трубкой.

бый держатель. На конце проволоки делается круглая петелька диаметром около $2\ \mathit{mm}$ или немного меньше.

- 5—7) Молоточек, наковальная и зубильце (долотце) необходимы для откалывания кусочков от исследуемого минерала. Они должны быть сделаны из хорошей стали и не слишком сильно закалены.
- 8) Магнитная стрелка, монтированная на острой игле на подставке, служит для определения магнитных свойств минералов. В случае крайности ее можно заменить небольшим магнитом или намагнитить конец ножа, который служит для определения твердости минералов.
- 9) Агатовая или яшмовая ступка с таким же пестиком для измельчения минералов.

Кроме указанных принадлежностей, для определения минералов с паяльной трубкой необходимы еще:

- 10) Роговая ложечка.
- 11) Часовые стекла для мелких образцов исследуемых минералов.
- 12) Стеклянные трубочки для определения воды в минералах.
- 13) Сверло для угля.
- 14) Угли для накаливания минералов. Для этой цели выбирают гладкие (без сучков) крупные куски древесного угля (березового, липового, ивового или соснового), которые распиливают по длине и выравнивают поверхность ножем.
- 15) Стальная ступка Абиха для предварительного измельчения минералов.
 - 16) Набор необходимых реактивов:
 - а) сода Na₂CO₃,
 - 6) $\text{ dypa} \text{Na}_2 \text{B}_4 \text{O}_7 \cdot 10 \text{H}_2 \text{O}_7$
 - в) «фосфорная соль» HNaNH₄PO₄,
 - Γ) азотнокислый кобальт $Co(NO_3)_2$ (10% водный раствор),
 - д) лакмусовая бумага,
 - е) куркумовая бумага,
 - ж) крепкая соляная кислота НСІ.

Ужазанный набор является минимальным, но совершенно достаточным для начальных работ по определению минералов.

Список реактивов и принадлежностей для дальнейших работ можно найти в специальных руководствах для определения минералов с паяльной трубкой ¹.

Пламя свечи

Как указано выше, для работы с паяльной трубкой пользуются пламенем свечи. Это пламя состоит из трех частей.

- а) Наружный синеватый слой *а* (рис. 92), очень мало светящийся, где происходит полное сгорание при избытке кислорода воздуха и где температура достигает максимума. Это пламя называется *окисли* тельным.
- б) Внутренний конус пламени б, ярко светящийся, где происходит неполное сгорание горючих паров, причем остающиеся частицы углерода накаливаются и обусловливают яркий свет пламени.

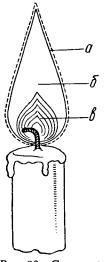


Рис. 92. Строение пламени свечи.

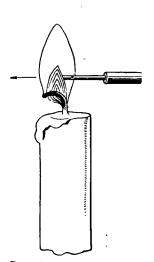


Рис. 93. Как направлять паяльную трубку.

Вещество, внесенное в это пламя, накаливается при недостатке кислорода, благодаря чему могут происходить отнятие кислорода и реакции восстановления. Это пламя называется восстановительным.

в) Внутренний темный конус $\emph{в}$, состоящий из раскаленных паров парафина (или стеарина), не сгорающих благодаря недостатку кислорода.

Пламя свечи обладает сравнительно невысокой температурой и большинство минералов в нем не изменяется. Для получения более высоких температур служит паяльная трубка. Вдувая через нее ток воздуха в пламя свечи, мы повышаем приток кислорода, усиливаем горение и можем получить пламя с температурой около 1000°.

¹ См., например, проф. Н. М. Федоровский «Определение минералов», изд. 3-е, М. 1934.

При работе с паяльной трубкой очень важно научиться дуть непрерывно, вдавливая воздух не легкими, а щеками, которые должны быть раздуты. В тот момент, когда втягивается воздух через нос, щеки сжимаются наподобие мехов и тонят воздух в трубку. При этом не нужно стараться дуть изо всей силы, а спокойно и равномерно, чтобы получить непрерывную струю воздуха.

Наконечник трубки вводят в пламя так, чтобы дуть в направле-

нии загнутой дуги фитиля (рис. 93).

Если дуть в паяльную трубку, введя конец ее внутрь светящегося конуса б на одну треть его, мы тем самым удлиним конец на-

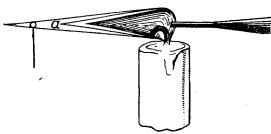


Рис. 94. Положение перла в окислительном пламени.

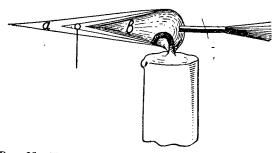


Рис. 95. Положение перла в восстановительном пламени.

ружного окислительного слоя пламени а и получим сильное окислительное пламя.

При работе с ним минерал или перл помещается в самом конце этого почти бесцветного пламени а (рис. 94).

Если же дуть, едва касаясь светящегося конуса свечи, то мы удлиняем восстановительный конус в и получаем хорошее синее восстановительное пламя.

Минерал или перл помещается в конце синего восстановительного конуса (рис. 95), причем очень важно, чтобы он был внутри конца синего пламени, обмывался им со всех сторон и не выдавался наружу. Если конец синего ко-

нуса или часть окислительного пламени получаются с желтыми языками, это значит, что держат конец трубки слишком близко к фитилю свечи или же он загрязнен парафином и его нужно вытереть бумагой, а также и почистить отверстие трубки проволокой.

Уменье пользоваться точно окислительным или восстановительным пламенем чрезвычайно важно для занимающегося определением минералов; необходимые навыки лучше всего приобретаются при работе с перлами (сплавленными шариками) буры или фосфорной соли.

Первоначальное же обучение лучше всего начать с определения плав-кости минералов, где не так важно разграничивать оба вида пламени паяльной трубки.

Испытание плавкости минералов

По плавкости минералы могут быть разбиты на две больших группы:

- 1) минералы плавкие в пламени паяльной трубки,
- 2) минералы неплавкие.

Обычно различают целую шкалу плавкости, и некоторые определители минералов построены на этом признаке. Но плавкость не всегда является постоянной для одного и того же минерала из различных месторождений и изменяется в зависимости от примесей, и кроме того, для определения степени плавкости нужна уже известная опытность, которой нет у начинающего. Поэтому можно ограничиться тем, чтобы уметь различать плавкий минерал от неплавкого.

Производство опыта. Осколок минерала, по возможности с острыми краями, зажимается между пружинящими концами минералогического пинцета так, чтобы какой-либо острый край выдавался наружу. Этот край вносят в окислительное пламя паяльной трубки недалеко от конца внутреннего синего конуса. Минерал может быстро сплавляться или только закругляться по краям (минералы плавкие). Если же минерал не плавкий, концы его остаются такими же острыми, как и раньше, даже при накаливании их в течение 2—3 минут.

Испытание на плавкость полезно сделать со следующими минералами: сурьмяный блеск, альмандин, малахит, свинцовый блеск, кварц, полевой шпат.

Получение окрашенных перлов

Расплавленная бура и фосфорная соль обладают способностью растворять окислы многих металлов и окрашиваться ими в различные цвета. По окраске полученного сплава можно определить состав растворенного в нем вещества.

Производство опыта. Для получения перла буры $\mathrm{Na_2B_4O_7} \cdot 10\mathrm{H_2O}$ берут платиновую проволоку, впаянную в стеклянную палочку или вставленную в особый держатель. Конец проволоки загибают в круглое колечко диаметром около 2 мм или немного меньше. Накаливают колечко до красна в пламени паяльной трубки и погружают в порошок буры. Приставшую буру накаливают перед паяльной трубкой, причем она сильно вспучивается благодаря выделению кристаллизационной воды и, наконец, сплавляется в прозрачное стекло. Если буры пристало мало, проволоку снова погружают в порошок, пока не получится после сплавления прозрачный шарик (перл) величиной с просяное зерно.

Шарик нагревают до тех пор, пока по охлаждении он не сделается совершенно прозрачным.

Исследуемый минерал растирают в порошок и слегка прикасаются к нему раскаленным или же холодным, но слегка смоченным водою перлом, стараясь захватить только небольшую пробу.

Затем перл нагревают в окислительном пламени паяльной трубки до тех пор, пока не прекратятся признаки химического взаимодействия, проявляющегося в виде выделения пузырьков газа, струй и по-

токов, делающих на время весь перл непрозрачным. Если окраски не наблюдается, берут новую пробу, пока не получат окраски или не станет ясно, что вещество растворяется, не окрашивая перла.

Чтобы очистить проволоку от перла, накаливают его до красна в пламени трубки и стряхивают резким движением или ударом руки о стол. После этого берут новый перл буры и, взяв пробу порошка, накаливают его уже в восстановительном пламени паяльной трубки

до получения тех же результатов.

При работе с минералами, содержащими значительные количества кобальта и мышьяка, нужно избегать избытка этих элементов в перле и не прокаливать их продолжительное время в восстановительном пламени, так как Со и Аз легко восстанавливаются при этом до металла и дают с платиной легкоплавкий сплав, портящий проволоку.

Для первой работы с окрашенным перлом берут какой-нибудь минерал, содержащий марганец, — родонит, пиролюзит или псиломелан. Марганец окрашивает перл буры в окислительном пламени в фиолетовый цвет, который при избытке марганца кажется почти черным. При прокаливании этого перла в восстановительном пламени ок-

раска исчезает и перл делается прозрачным.

Для начинающего эта работа представляет известные трудности и уменье обесцветить фиолетовый перл марганца является своего рода экзаменом для перехода к дальнейшим работам.

Окраска перлов буры

	<u> </u>				
Окислительное пламя Восстановительное пламя				Элементы	
Горячий	Холодный	лодный Горячий Холодный			
Зеленый	Синевато- зеленый	Бесцветный	Бесцветный Бурый		
Синий	Синий	Сини	Синий	Кобальт	
Фиолетовый	Красновато- фиолетовый	Бесцветный	Бесцветный (иногда розоватый)	Марганец	
Фиолетовый	Красно-бурый	Желтовато- серый	Желтовато- серый	Никель	
Красный (при слабом насыще- нии желтый)	Бесцветный	Зеленый	Бутылочно- зеленый	Железо	
Красный (при слабом насыще- нии желтый)	Бесцветный (при сильном насыщении опаловидный)	Бурый	Бурый и мутный	Молибден	
Желтый	Зеленовато- желтый	Буровато- зеленый	Изумрудно- зеленый	Хром	

Для успешного проведения этого опыта необходимо, во-первых, брать не слишком много марганцевого минерала, чтобы перл, после прожаливания в окислительном пламени, был светлофиолетовым, прозрачным, а во-вторых, следить при работе с восстановительным пламенем, чтобы перл был не слишком велик и со всех сторон омывался пламенем.

Перлы фосфорной соли тотовятся совершенно так же, как и перлы буры, но применяются значительно реже, главным образом для поверочных реакций на некоторые более редкие элементы и в данном курсе не рассматриваются.

Таблица окраски перлов буры для наиболее распространенных

элементов приведена на стр. 122.

После каждого опыта с перлом проволоку необходимо тщательно очищать, для чего набирают чистой буры и, получив перл, стряхивают его. Операцию эту повторяют несколько раз, пока перл буры не будет совершенно прозрачным.

Открытие серы

Минералы, содержащие серу, при сплавлении с содой на угле дают буроватую или иногда иного цвета сплавленную массу, называемую «серной печенью», состоящую в основном из сернистого натрия и окислов металлов, присутствовавших в исследуемом минерале.

Если положить серную печень на серебряную монету (или пластинку), смоченную водою, сернистый натрий разлагается, отдавая серу и образуя черное пятно сернистого серебра.

Реакции идут по уравнениям:

$$\begin{array}{l} {\rm PbS + Na_2CO_3} = \underbrace{{\rm Na_2S + PbO}}_{\rm серная\ печеь} + {\rm CO_2}; \\ {\rm Na_2S + 2Ag + H_2O + O} = \underbrace{{\rm Ag_2S}}_{\rm cephucroe} + 2{\rm NaOH} \\ \end{array}$$

Производство опыта. Исследуемый минерал истирают в порошок и смешивают с тройным количеством соды. Смесь помещают в неглубокую плоскую ямку в куске древесного угля на расстоянии 0,5—09, см от края и нагревают восстановительным пламенем паяльной трубки в течение 1—2 минут, пока сплав не растечется по поверхности угля. Уголь нужно держать так, чтобы угол между его верхней поверхностью и пламенем паяльной трубки был тупой, не менее 100°.

После сплавления серную печень вынимают пинцетом или ножом, кладут на очищенную мелом поверхность серебряной монеты или пластинки и смачивают водой. Если исследуемый минерал содержал серу, получается черное или буровато-черное пятно сернистого серебра, а иногда бывает заметен характерный запах сероводорода.

Налеты на угле

Многие металлы, содержащиеся в минералах, при накаливании последних окислительным пламенем, соединяясь с кислородом, дают летучие окислы. Эти окислы, осаждаясь на холодных частях угля, покрывают его тонким слоем — налетом. Налеты бывают различного

вида и цвета. По окраске и свойствам налета можно определить ме-

талл, присутствующий в исследуемом минерале.

Производство опита. Возьмем кусок древесного угля, распиленный пополам по длине, с ровной гладкой поверхностью и сделаем на нем с помощью сверла очень неглубокую ямку, отступя не менее 0,5—0,9 см от края. В ямку положим кусочек сурьмяного блеска величиною с просяное зерно или немного больше и будем нагревать его самым концом окислительного пламени. Пламя должно составлять очень тупой угол с верхней поверхностью угля и ни в коем случае не раскаливать угля на большом расстоянии впереди пробы. Скоро начинает итти густой белый дым, который покроет уголь впереди пробы белым налетом окиси сурьмы.

Реакция идет по уравнению:

$$Sb_2S_3 + 9O = Sb_2O_3 + 3SO_2$$
.

При производстве опыта постараемся повернуть уголь так, чтобы «поймать» этот дым в возможно большем количестве.

Проведем по налету *окислительным* пламенем — он быстро исчезает.

Подвергаем его действию восстановительного пламени (на очень короткое время) — он исчезает, оставляя зеленый след.

Если сделать ту же пробу со свинцовым блеском (галенитом), получается темножелтый налет окиси свинца, который по охлаждении делается желтовато-серым. Вокруг налета заметна иногда белая кайма углекислого свинца.

Реакция идет по уравнению:

$$PbS + 3O = PbO + SO_2$$
 галенит налет

Налеты на угле

Цвет и характер налета	Примечание	Элемент
Белый, очень летучий налет (As_2O_3)	Садится на некотором расстоянии от пробы. Дым с запахом чеснока (ядовитый)	Мышьяк
Около пробы — плотный белый налет, к краям переходящий в голубоватый	Менее летуч, чем налет мышьяка. Густой белый дым	Сурьма
Темножелтый в горячем со- стоянии. Желтовато-серый— в холодном	По краям налета иногда за- метна белая кайма	Свинец
Яркожелтый в горячем состоя- нии, белый— в холодном. Садится непосредственно около пробы	Не сгоняется с угля окисли- тельным пламенем. При нака- ливании светится. Смоченный раствором азотнокислого ко- бальта и нагретый окисли- тельным пламенем приобретает зеленую окраску	Цинк

Налет свинца летуч в окислительном и восстановительном пламени, причем окрашивает последнее в синий цвет.

Таблица свойств налетов для наиболее распространенных элементов приведена на стр. 124.

Получение металлических корольков

Из многих минералов, содержащих тяжелые металлы, можно выплавить на угле перед паяльной трубкой и самый металл в виде маленького шарика — «королька».

Производство опыта. Порошок минерала тщательно смешивают в ступке с тройным количеством соды. Небольшое количество смеси кладут в ямку на угле, сделанную так же, как и для получения серной печени, но более глубокую, и накаливают смесь восстановительным пламенем. Если реакция происходит, то масса сплавляется в сплошной шлак, который постепенно округляется, уменьшается в размере и в нем появляется блестящий шарик металла. Полезно переворачивать шлак пинцетом и перекладывать его, если нужно, в новую ямку на свежем куске угля.

Если королек ясно виден среди массы шлака, можно для ускорения работы снять шлак с угля и, отделив королек, обработать его в новой ямке на угле, пока не получится королек, свободный от

Для производства этого опыта необходимо дуть непрерывно и действовать строго восстановительным пламенем.

Получив королек, исследуют его свойства:

- 1) пробуют на ковкость кладут королек на стальную пластинку (наковальню) и легко ударяют молоточком, стараясь не потерять королек; ковкие металлы сплющиваются в лепешку, хрупкие рассыпаются;
 - 2) пробуют на получение налетов на угле.

Свойства корольков металлов

Цвет королька	Ковкость	Примечание	Металл
Серый (холодный) Серебряно-белый (горячий)	Ковкий	Чертится ногтем. Дает желтый налет. При продолжительном дутье улетучивается нацело	Свинец
Белый	Ковкий	Ясно различимого налета не дает	Олово
Белый	Хрупкий	Дает белый налет. Нагретый до- красна королек по прекращении нагревания светится и выделяет белый дым	Сурьма
Розово-красный	Ковкий	Налета не дает. Выплавляется с трудом	Медь
Серебряно-белый	Ковкий	Налета не дает	Сер е бро

Легче всего выплавляется королек свинца. Поэтому для первого опыта берут какую-нибудь свинцовую руду — галенит, церуссит. Одновременно получается и характерный налет окиси свинца на угле.

Значительно труднее получить королек меди. Для этого требуется дуть непрерывно продолжительное время и действовать строго восстановительным пламенем. Получение королька меди служит доказательством уменья владеть паяльной трубкой. Легче всего выплавить королек меди из малахита.

Таблица свойств корольков металлов приведена на стр. 125.

Определение воды

В химический состав многих минералов входит вода, количество которой может доходить до 60%. Для определения воды кусочек минерала нагревают в узкой, запаянной с одного конца, трубке диаметром не больше 0,5 см. Вода испаряется и осаждается в виде мелкого пота или капель на холодных частях трубки.

Для успеха опыта трубочку необходимо предварительно тщательно высушить и протереть внутри при помощи трубочки, свернутой из фильтровальной бумаги.

Открытие кремнезема

Кремнекислота при анализе минерала методами аналитической химии может давать студенистый или хлопьевидный осадок, состоящий из нерастворимого SiO...

Производство опыта. Небольшое количество тонкоистертого порошка минерала всыпают в пробирку, приливают крепкой соляной кислоты и слегка нагревают. Порошок растворяется вполне или отчасти. После этого осторожно выпаривают раствор на легком огне, лучше всего на газовой горелке или спиртовой лампе. Если в минерале присутствует большое количество кремнезема, в конце выпаривания образуется студень. При меньших количествах появляется хлюпьевидный осадок.

Схема реакции такова 1:

$$R_2SiO_3 + 2HCl = H_2SiO_3 + 2RCl;$$

 $H_2SiO_3 = SiO_2 + H_2O.$

Многие силикаты не разлагаются и не выделяют кремнезема при кипячении с соляной кислотой. Для разложения их применяют сплавление с содой. Минерал тщательно истирают в порошок, лучше всего в агатовой ступке. Небольшое количество порошка смешивают с тройным количеством соды и сплавляют при помощи паяльной трубки в ушке платиновой проволоки. Чтобы получить достаточное количество сплава, можно повторить сплавление два или три раза с новыми порциями минерала.

Сплав растирают в порошок и растворяют в пробирке в $2~cm^3$ слабой соляной кислоты. Раствор выпаривают досуха и остаток растворяют в $3-4~cm^3$ воды, подкисленных слабой HCl.

¹ R — какой-либо металл.

В случае присутствия кремнекислоты в растворе плавает легкий хлопьевидный осадок белого или желтоватого цвета, состоящий из нерастворимой ${\rm SiO}_2$. Полезно прибавить каплю слабого раствора фуксина, который жадно впитывается кремнекислотой и окрашивает ее.

Проба на окрашивание пламени

Летучие соединения многих металлов, в особенности щелочных и щелочноземельных, окрашивают пламя горелки Бунзена или несветящийся конус пламени паяльной трубки в характерный цвет. Наибольшей летучестью обладают хлористые соединения, поэтому испытуемое вещество предварительно смачивают крепкой соляной кислотой.

Производство опыта. Осколок минерала закрепляют в ушке чистой платиновой проволоки, смачивают крепкой соляной кислотой и вводят в несветящую часть окислительного пламени паяльной трубки. Если в минерале присутствует элемент, дающий летучее хлористое соединение, пламя окрашивается в характерный цвет. По испарении соляной кислоты окраска обыкновенно исчезает и чтобы повторить опыт, осколок минерала снова смачивают соляной кислотой. Для опыта берут совершенно чистую платиновую проволоку или же применяют пинцет с платиновыми концами. Пользоваться для этой цели той же проволокой, с помощью которой изучают перлы буры, недопустимо, так как последняя представляет соль натрия Na₂B₄O₇ · 10H₂O и дает интенсивную желтую окраску пламени, совершенно заглушающую окраску от исследуемого элемента.

Приводим таблицу окраски пламени для некоторых элементов.

Окраска пламени (Хлористые соединения)

Цвет пламени	При мечание	Элемент
Голубовато-синий	Наружный край пламени окра- шен в зеленый цвет	Медь
Желтовато- зеленый		Барий
Желтоватый до оранжевого		Кальций
Карминово- красный	Вспыхивает яркокрасным цветом в момент внесения в пламя паяльной трубки	Стронций
Малиново-красный	Окраска продолжительная, получается и без смачивания пробы соляной кислотой	Литий
Интенсивно- желтый	Благодаря распространенности соединений натрия часто примешивается к окраске других элементов 1	Натрий

¹ Достаточно провести по чистой платиновой проволоке потными пальцами и внести ее в пламя, чтобы получить желтую окраску натрия.

Испытание с азотнокислым кобальтом

Если минерал после прокаливания на утле оставляет белый остаток, то, сильно прокалив его окислительным пламенем, осторожно смачивают раствором азотнокислой закиси кобальта (лучше всего при помощи узкой полоски фильтровальной бумаги) и снова подвергают действию сильного окислительного пламени паяльной трубки.

При этом могут получиться следующие цвета:

- 1) голубой глинозем Al_2O_3 ;
- 2) зеленый окислы цинка;
- 3) голубовато-зеленый окислы олова;
- 4) мясо-красный соединения магния.

Раствор азотнокислого кобальта применяется также для того, чтобы отличать друг от друга два очень распространенных минерала кальцит и арагонит, имеющие одинажовый химический состав $CaCO_3$ (реакция Мейгена).

Производство опыта. Тонкоистертый порошок кальцита и такой же порошок арагонита помещают в отдельные пробирки, до половины наполняют их раствором Co(NO₃)₂ и затем обе пробирки кипятят на газовой горелке или спиртовой лампе. При этом арагонит окрашивается в фиолетовый цвет, а кальцит остается белым. Окраска арагонита сохраняется и после декантации и промывания осадка. Кальцит приобретает такую же окраску только после весьма продолжительного кипячения.

Утлекислые соединения бария и стронция дают такую же реакцию, как арагонит; доломит же реагирует так же, как и кальцит. Поэтому предварительно необходимо удостовериться в том, что испытуемый минерал представляет ту или другую модификацию CaCO₄.

петрография

ВВЕДЕНИЕ

Петрография — это наука о горных породах, т. је. самостоятельных минеральных агрегатах более или менее постоянного химического и минералогического состава, из которых в основном состоит земная кора.

Минералогический, а следовательно, и химический состав горных пород подвержен колебаниям в известных пределах, в силу чего и не может быть выражен определенной химической формулой, как мы вы-

ражаем химический состав минералов.

Петрография изучает все свойства горных пород — их минералогический и химический состав, их строение, условия залегания в земной коре, отношения между различными породами, а также изменения горных пород с течением времени — и стремится установить законы, которые руководят происхождением, изменением горных пород, их распространением в зеной коре и образованием той или иной породы из родоначальной магмы.

Для этого петрография пользуется как методами, выработанными родственными ей науками — геологией, минералогией, физикой, химией, — так и собственными, чисто петрографическими методами. Важнейшим петрографическим методом исследования является оптическое изучение горных пород при помощи поляризационного микроскопа, для чего из породы приготовляют тонкую пластинку — шлиф.

Описание оптических методов исследования горных пород не входит в задачу данного курса; для ознакомления с ними можно воспользоваться одним из учебников петрографии. Но помимо оптических методов, любая горная порода может быть, хотя и не совсем точно, определена и макроскопически, по внешнему виду, на основании ее минералогического состава и структуры, видимых невооруженным глазом и при помощи лупы. Этот способ определения обладает важным преимуществом — быстротой, кроме того, не требует никаких приспособлений, кроме карманной лупы, и может применяться непосредственно в поле у места залегания породы.

Основные сведения по петрографии, которые необходимы для макроскопического определения и описания горных пород и составляют содержание отдела «Петрография».

По своему происхождению горные породы разделяются на три больших группы:

¹⁾ массивно-кристаллические (изверженные) горные породы, которые образовались из расплавленной магмы или путем застывания ее

⁹ Зан. 883. — Краткий курс минералогии

на некоторой глубине (породы *глубинные* или *интрузивные*), или же при излиянии магмы на поверхность земли в виде лавы (породы из-

лившиеся или эффузивные);

2) породы осадочные, которые представляют собою по большей части продукты разрушения ранее существовавших горных пород (изверженных, осадочных или метаморфических), отложившиеся в водных бассейнах или на поверхности суши; кроме того, осадочные породы образуются и из продуктов жизнедеятельности организмов;

3) породы метаморфические, представляющие глубоко преобразо-

ванные осадочные или изверженные горные породы.

Как известно из геологии, первичными горными породами являются породы массивно-кристаллические. Остальные две группы горных пород образовались из них путем их последующих изменений, за исключением органогенных пород, представляющих собою продукты жизнедеятельности организмов.

Отсюда понятно, почему в составе земной коры массивно-кристал-

лические горные породы играют преобладающую роль.

По Кларку, петрографический состав земной коры (до глубины 16 км) выражается следующей таблицей:

	в ⁰ /о
Изверженные горные породы	. 95
Глинистые сланцы (и глины)	. 4
Песчаники (и пески)	. 0,75
Известняки	. 0,25
	100
	100

Как видно из таблицы, изверженные горные породы составляют 95%. На все осадочные и метаморфические породы остается только 5%, причем среди них наиболее распространенными являются цементированные (уплотненные) осадочные породы — глинистые сланцы и песчаники, составляющие в сумме 4,75%. Метаморфические горные породы и все прочие осадочные породы (кроме известняков) имеют совершенно второстепенное значение.

МАССИВНО-КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Общие свойства массивно-кристаллических горных пород

Массивно-кристаллические (изверженные) горные породы образовались благодаря затвердеванию расплавленной силикатной массы — магмы, которая поднялась из глубин в более высокие горизонты земной коры.

В одних случаях магма прорвалась на поверхность земли в виде лавы и образовала так называемые излившиеся породы, которые распространялись по поверхности земли в зависимости от их текучести. Магма всегда содержит раскаленные газы и пары перегретой воды, которые при этом вырывались в атмосферу и увлекали за собою как тонкораспыленные частицы магмы в виде вулканического пепла и песка, так и более крупные куски застывшей магмы — лапилли и вулканические бомбы.

Все эти явления наблюдаются и в настоящее время при извержении вулканов. Рыхлые продукты извержения, накопляясь на склонах 130

вулканов, или оседая в водоемах, образуют слои вулканических туфов, обычно чередующиеся с потоками застывшей лавы.

В других случаях магма не достигает до поверхности земли и застывает на некоторой глубине, под покровом часто довольно мощных

стывает на некоторои глуоине, под слоев более древних пород, образуя породы глубинные. При этом остывание магматической массы идет медленно и равномерно, раскаленные газы и пары нередко принимают деятельное участие в процессах миноралообразования и постепенно проникают в окружающие породы, вызывая в них явления контактового метаморфизма.

Магма, поднимающаяся из глубин и изливающаяся на поверхность земли, по большей части содержит уже ранее образовавшиеся

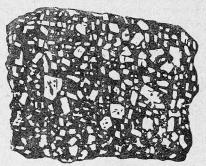


Рис. 96. Порфир.

кристаллы, которые при остывании ее образуют крупные вкрапленники, часто оплавленные и корродированные (изъеденные), среди сравнительно быстро остывшей основной скрытокристаллической или стекловатой массы, благодаря чему получается порфировая структура (рис. 96), а иногда и офитовая (рис. 97), характерные только для

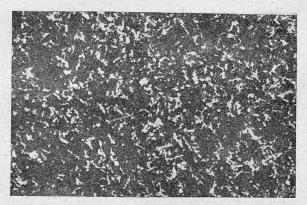


Рис. 97. Офитовая структура. (Диабаз.)

пород излившихся. В некоторых случаях излившиеся породы обладают стекловатой структурой, которая особенно типично выражена у обсидиана (рис. 106).

Если же охлаждение магмы происходит на некоторой глубине под покровом более древних пород, при мало изменяющихся физических условиях, оно идет медленно и равномерно, происходит спокойная кристаллизация ряда минералов в строгой последовательности, регулируемой законами физико-химии. Все породообразующие минералы выделяются в виде более или менее крупных кристаллов или зерен и получается зернистая структура, характерная для пород глубинных (интрузивных) например гранита (рис. 105).

По форме залегания среди окружающих пород глубинные торные породы также отличаются от излившихся. Иногда они образуют крупных размеров массы, в поперечном разрезе круглые или эллиптические, называемые штоками, которые как бы прорезывают соприкасающиеся с ними горные породы поперек их слоистости (так называемое несогласное залегание). В других случаях магма, прорываясь через слоистые горные породы, приподнимает их и, заполняя получающиеся при этом полости, образует лакколиты (рис. 98) — крупные массы, напоминающие по виду караваи хлеба. В СССР лакколиты известны в Крыму (гора Аю-Даг близ Гурзуфа, мыс Плака и др.) и на Северном Кавказе в окрестностях Пятигорска (горы Бештау, Развалка, Железная и др.).

Интрузивные залежи представляют пластообразные массы изверженных пород, интрудированные параллельно напластованию осадоч-



Рис. 98. Лакколиты.

ных пород. Размеры залежей очень разнообразны и достигают 13 км ширины и до 300 м мощности.

В виде залежей чаще всего встречаются диабазы и породы группы габбро.

Жилы получаются при заполнении изверженной породой трещин, расширяемых силою внедряющейся магмы. Размеры их колеблются от

нескольких метров до 100 и более км в длину. Жилы нередко дают ответвления или отростки, называемые апофизами.

Батолиты (рис. 108) представляют интрузивные массы часто громадных размеров, которые в противоположность лакколитам и штокам расширяются вниз и соединяются с еще жидкой магмой на больших глубинах. Образуются батолиты благодаря проплавлению магмой тех пород, через которые она прорывается.

Для пород излившихся характерны формы залегания в виде потоков, покровов и куполов.

Потоки образуются, если жидкая, легкоподвижная магма течет по наклонной плоскости; поток тем уже, чем круче склон.

При излиянии такой же магмы на более или менее ровную поверхность получается покров. Покровы иногда достигают колоссальных размеров. В Индии на Деканском плоскогорьи известны покровы базальта, занимающие площадь в $60\,000~\kappa\text{m}^2$. В Исландии покровы достигают мощности до $1\,000~\text{m}$.

Если магма в момент своего излияния очень густа и малоподвижна, она образует так называемый *купол* (рис. 99), имеющий вид колокола, холма или конуса.

При исследовании горных пород в поле большое значение имеет отдельность; образование ее связано с внешними условиями, при которых происходит охлаждение горной породы, и отличается большой закономерностью и правильностью.

Образование трещин при охлаждении, дающих ту или иную отдельность, происходит с такой силой, что иногда крупные зерна минералов, входящих в состав горной породы, разрываются этими трещинами на две части.

Для основных горных пород, в особенности базальтов, характерна столбчатая отдельность, связанная с процессами сжатия при осты-

вании, причем порода разделяется на четырех-, пяти- и шестиугольные столбы (рис. 100).

Кислым породам, например гранитам, свойственна пластовая отдельность, связанная отчасти с магматической тектоникой, отчасти с процессами разрыва при охлаждении породы, благодаря чему порода разделяется как бы на пласты; если к этим трещинам присоединяются две системы взаимно перпендикулярных



Рис. 99. Купол.

вертикальных трещин, порода разделяется на параллелепипеды — получается параллелепипедальная отдельность, которая, по мнению Клосса, обусловлена исключительно дислокационными усилиями, действовавшими на внедряющуюся магму.

Кроме того, в изверженных породах, в особенности в основных, нередко наблюдается *шаровая* или *скорлуповатая* отдельность (рис. 101), которая получается при подводных излияниях вследствие

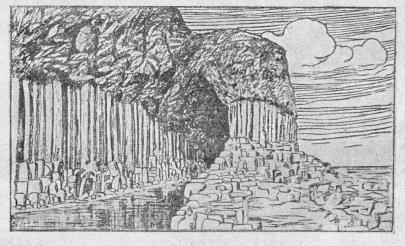


Рис. 100. Столбчатая отдельность базальта.

равномерного остывания по всем направлениям тех кусков, на которые распадается при этом лава, и тесно связана с дальнейшим выветриванием породы.

Классификация массивно-кристаллических горных пород

Магма, которая на поверхности земли дает лавовый поток или лавовый покров, при застывании на большой глубине образует породу иной структуры и минералогического состава — породу глубинную.

Можно предполагать, что каждой глубинной породе соответствует излившаяся и наоборот. Эти излившиеся породы называются обыкновенно излившимися аналогами соответствующих глубинных пород. Кроме этих двух основных типов, имеется ряд изверженных пород, встречающихся в небольшом количестве и тесно связанных в большинстве случаев с глубинными породами, которые очень часто образуют жилы сравнительно небольших размеров и называются поэтому жильными горными породами. По происхождению они являются продуктами расщепления первичной магмы или остаточным расплавом того или иного состава.

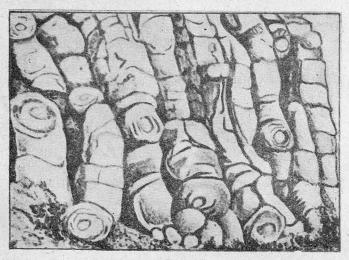


Рис. 101. Шаровая (скорлуповатая) отдельность базальта.

Различие происхождения изверженных горных пород обусловливает и различие их структуры, о которой говорилось выше. Излившиеся породы — по преимуществу порфировые со стекловатой основной массой; кроме того, у них часто встречаются пористо-пузырчатые, шлаковые и стекловатые образования. У глубинных пород подобных образований не наблюдается, они обладают по преимуществу зернистой полнокристаллической структурой.

Минералогический состав изверженных пород характеризуется преобладанием в них немногих минералов, носящих название породообразующих.

Американский геохимик Кларк на основании статистического подсчета минералогического состава 700 изверженных пород дает таблицу распространенности различных минералов в этих породах:

B C	1/0
Полевые шпаты	,5
Кварц	0
Роговые обманки и пироксены	,8
Слюды	,8
Прочие силикаты	,9
Остальные минералы (не силикаты) 2	
$\overline{10}$	00

Для минералогического, а следовательно, и химического состава массивных горных пород особенно характерно содержание в них кремнекислоты. На этом основании различают три главных группы: кислые (богатые кремнекислотой) породы, средние, в которых кремнекислота целиком насыщена основаниями, и основные (бедные кремнекислотой). В кислых породах присутствует кварц и кислые полевые шпаты (в особенности ортоклаз или микроклин). В основных и средних породах кварца нет, присутствуют известково-натровые полевые шпаты (плагиоклазы) и, кроме того, значительное количество железомагнезиальных минералов — авгит, роговая обманка, оливин и др. Кислые породы содержат 65--75% SiO₂, средние — 50-65% и основные — 40—50%. Кроме того, выделяют группу ультраосновных пород с содержанием SiO₂ менее 40%. Содержание железа, калышя и в особенности матния в основных породах выше. Наконец, удельный вес кислых пород колеблется от 2,3 до 2,7, а средних и основных от 2,7 до 3,2.

Если связать особенности химического состава с различием происхождения и структуры, то все наиболее распространенные изверженные горные породы расположатся в виде следующей таблицы:

Излившиеся	Липарит	Трахит	(Фонолит)	Андезиты	Базальт	(Пикрит)
породы	Кварцевый порфир	Ортофир	_	Порфи- рит	Диабаз	(Пикрито- вый порфи- рит)
Глубинные породы	Граниты	Сиениты	Нефелино- вый сиенит	Диориты	Габбро	Пироксенит Перидотит Дунит

Глубинные породы и их излившиеся аналоги 1

В нижнем горизонтальном ряду стоят глубинные породы. Средний ряд занимают те излившиеся породы, которые по преимуществу относятся к более древнему, дотретичному возрасту (палеотипные породы), и наконец, в верхнем ряду стоят позднейшие третичные и современные излившиеся породы (кайнотипные). Каждый ряд начинается (слева) от самой кислой породы и заканчивается наиболее основной. Все породы, помещенные в одном вертикальном столбце, по существу химически и минералогически однородны.

Породы, редко встречающиеся в СССР и не описанные в отделе «Петрография», заключены в скобки.

Таблица важна для общей ориентировки, поэтому в ней помещены только основные типы массивных горных пород, без указания разновидностей, которые приведены в тексте при описании отдельных групп.

Кроме основных подразделений, данных в таблице, необходимо отметить деление изверженных пород на известково-щелочные и щелочные, важное для группы сиенитов и гранитов; эти породы будут

¹ По Э. Ка зеру "Краткий курс общей геологии".

разобраны при описании соответствующих групп горных пород. В таблице не помещены жильные породы. Наиболее распространенные из них соответствуют гранитной и сиенитовой магме и называются аплитами и петматитами.

Описание массивно-кристаллических горных пород

Ультраосновные горные породы

Темные изверженные породы, не содержащие (или почти не содержащие) полевых шпатов, носят название пород ультраосновных. Наиболее распространенными являются перидотиты, главной составной частью которых является оливин (иначе перидот) и пироксениты, состоящие по преимуществу из пироксена ¹.

Пироксениты довольно крупнозернистые породы. Кроме преобладающих минералов группы пироксена, в них присутствует нередко

ОЛИВИН.

Перидотиты обычно среднезернисты, желто-зеленого цвета, характерного для оливина. Кроме оливина, в них часто присутствуют черные зерна хромита, а также пироксена, частью в виде крупных листоватых зерен, образующих как бы вкрапленники. Перидотиты, распространенные на Урале, имеют более темный, почти черный цвет. Чистая оливиновая порода, окрашенная обычно в желтовато-зеленый цвет различных оттенков, носит название дунита ².

Характерным для них, кроме их химического состава, является

тесная связь с породами группы габбро.

На Урале пироксениты, окрашенные в черный цвет и часто довольно крупнозернистые, образуют небольшие массивы и встречаются довольно часто, обычно в виде каймы вокруг оливиновых пород — перидотитов и дунитов.

Перидотиты редко остаются совершенно свежими. По большей части они подвергаются серпентинизации ³ — превращению в серпентин (змеевик), причем их первично зернистая структура уступает место совершенно плотной. Такие породы окрашены в различные оттенки зеленого цвета, от оливково-зеленого до темнозеленого и почти черного. Побочными продуктами серпентинизации обычно являются хлорит и некоторые другие минералы.

Чистые оливиновые породы — *перидотиты* и *дуниты* — встречаются на Урале крупными массивами, обычно они сильно серпентинизированы.

На Северном и Среднем Урале эти породы содержат в значительном количестве платину и хромистый железняк, а на Южном Урале обычно лишены платины, хотя и содержат хромит. Хромит в них скопляется в виде шлиров, образующих как бы полосы вдоль трещин, как например, в Сарановском месторождении хромита на Урале.

К эмеевикам приурочены все никелевые месторождения Урала, например в Верхнеуфалейском горном округе, к югу от Сверд-

Названы по имени горы Дун в Новой Зеландии.
 См. выше «Образование минералов в природе».

 $^{^1}$ Пироксены — темные, железо-магнезиальные метасиликаты; наиболее распространенный из них — авгит.

ловска, причем в них никелевые силикаты ¹ образовались в результате разрушения змеевиков поверхностными водами. К змеевикам же приурочены крупнейшие промышленные месторождения серпентин-асбеста, а также месторождения талька, талькового камня и магнезита (Халиловское месторождение в районе Орска).

Основные горные породы

Габбро. Под названием *габбро* понимают зернистые, часто даже кругнозернистые глубинные породы, состоящие по преимуществу из основного плагиоклава с примесью большего или меньшего количества темных минералов — обычно диаллага ² или авгита, реже роговой обманки или слюды — и значительного количества рудных минералов. Последние состоят по преимуществу из ильменита или магнетита и только в измененных габбровых породах к ним присоединяется пирит. Плагиоклазы в габбровых породах то серые, буроватые, то почти черные от примеси мелких включений ильменита.

Кроме плагиоклазов, наиболее характерным минералом является диаллаг, встречающийся в виде таблитчатых кристаллов и включений буроватого цвета с характерным металловидным блеском. Диаллаг нередко окружен выделениями роговой обманки или же кажется волокнистым и зеленым благодаря вторичным процессам метаморфизации и переходу в роговую обманку (уралит).

В габбровых породах часто проявляется магматическая диференциация, благодаря чему получаются полосатые разновидности габбро, в которых прослои, богатые полевыми шпатами, чередуются с прослоями из почти чистого пироксена. При дальнейшей диференциации получаются окрашенные по преимуществу в черный цвет и описанные выше бесполевошпатовые породы — пироксениты, перидотиты и дуниты, а также анортозиты, состоящие из крупных таблитчатых кристаллов лабрадора с небольшой примесью зеленого оливина.

Из разновидностей габбро отметим так называемый *фореллен-штейн*, в котором таблитчатые кристаллы плагиоклаза прорастают округлыми зернами темного оливина, обычно серпентинизированного.

Габбровые породы очень плотны, вязки и отличаются большой

механической прочностью при крупнозернистом строении.

Плагиоклаз в габбро наиболее часто представлен лабрадором; крупнокристаллическая, целиком состоящая из лабрадора порода (анортозит или лабрадорит) часто отливает красивыми синими и зелеными тонами благодаря ирризации по определенным плоскостям сложных двойниковых кристаллов лабрадора. Такие лабрадоровые габбро (лабрадориты) широко распространены на Украине.

Габбровые интрузии встречаются среди пород самого разнообразного возраста; наиболее частой формой залегания являются штоки, линзы и интрузивные залежи.

В СССР габбровые породы встречаются часто. Широкая полоса их тянется по западному склону Уральских гор, вдоль всего Север-

Гарниерит и его разновидность — ревдинскит.

² Диаллаг — разновидность авгита, отличающаяся формой кристаллов.

ного и Среднего Урала, на границе между метаморфическими и осадочными породами. Типы габбровых пород на Урале очень разнообразны, причем иногда эти породы настолько видоизменены, что первоначальное происхождение их установить очень трудно. В тех районах Урала, где особенно сильно проявлялись процессы метаморфизма, габбровые породы переходят в типичные амфиболиты.

Характерным для Урала является почти полное отсутствие лаб-

радоритов, широко распространенных на Украине.

Габбровые массивы Украины отличаются тем, что они не вытянуты в одном направлении, как габбровые породы Урала, но занимают широкие площади, прорывая более древние, преимущественно

гранитные и гнейсовые образования.

На Украине почти совершенно отсутствуют характерные для Урала пироксениты и перидотиты, но зато встречаются различные лабрадориты, обычно очень крупнозернистые, с красивой игрой цветов. Среди них различают два типа: 1) темный лабрадорит с крупными таблитчатыми кристаллами почти черного лабрадора, отличающимися темносиними, золотистыми, иногда красноватыми тонами игры цветов, встречается на Волыни и около г. Черкассы; 2) светлый лабрадорит состоит из крупных кристаллов светлосерого лабрадора с нежной ипрой цветов, обычно голубоватого оттенка; встречается близ ст. Турчинка и ценится особенно высоко.

Этими сортами лабрадоритов облицован мавзолей Ленина Красной площади в Москве). Оба сорта вывозятся за границу как ценный орнаментный камень, а также применяются в СССР.

Кроме Урала и Украины, крупные массы габбровых пород развиты в районе Онежского озера в Карелии и частично на Кольском

полуострове, к западу от Хибинских гор.

С глубинными породами группы габбро на Урале связаны многочисленные месторождения титано-магнетитов с содержанием дия, например Кусинское месторождение на Южном Урале, Копанское и др., а также месторождения меди. Иногда габбровым породам подчинены некоторые месторождения золота.

Излившимися аналогами габбровой магмы являются диабаз и базальт, состоящие из основного плагиоклаза и авгита, нередко с оливином.

Диабазы. Кристаллические зернистые породы с различной крупностью зерна. Структура их весьма характерная, называемая диабазовой или офитовой, изображена на рис. 97. Хорошо видны белые палочки и таблички плагиоклаза, резко выделяющиеся на черили темносером фоне, составленном неправильными зернами авгита.

Плагиоклаз обычно белый или зеленоватый и представлен чаще всего лабрадором. Авгит черный или зеленовато-черный, сильно разрушенный, переходит в зеленоватую разновидность роговой обманки (уралитовая роговая обманка). Благодаря этому диабазы окрашены обыкновенно в зеленоватый или зеленовато-серый цвет, что зависит также от постоянного присутствия вторичного хлорита. Кроме этих минералов, в диабазах встречаются оливин, биотит и магнетит.

В СССР диабазы широко распространены во многих районах и отличаются большим разнообразием как состава, так и структуры — от равномернозернистых, с различной крупностью зерна, до порфировидных, переходящих в диабазовые порфириты.

На Урале диабазы известны как на западном, так и на восточном склонах и наиболее изучены в районах рудных месторо-

ждений.

На западном склоне Урала диабазы образуют по преимуществу дайки и интрузивные залежи среди девонских пород. Они обычно зернисты; темный минерал представлен авгитом, частично перешедшим в хлорит или амфибол.

Диабазы восточного склона Урала частью представляют типичные эффузивные породы, обычно значительно метаморфизованные,

а частью жильные породы.

На Украине диабазы развиты значительно слабее и образуют главным образом дайки, иногда тянущиеся на десятки километров. Только в окрестностях Кривого Рога они образуют более или менее мощные покровы. Диабазы Украины обладают различной зернистостью, окрашены обычно в зеленовато-серый, иногда довольно темный цвет и обладают хорошо выраженной офитовой структурой.

На Кавказе и в Закавказье диабазы и диабазовые порфириты развиты в крупных массах и встречаются часто; там же имеются и

переходные типы к габбро, так называемые габбро-диабазы.

Диабазы различных типов широко распространены в Карелии, в частности на берегах Онежского озера.

Под действием горообразующих сил диабазы переходят в диабазовые, зеленые и хлоритовые сланцы.

Диабазы применяются для строительных целей и для мощения улиц. Многие улицы Москвы и Ленинграда вымощены брусчаткой из диабазов с берегов Онежского озера.

С породами группы диабазов связан целый ряд рудных месторождений. Габбро-диабазам подчинены крупные месторождения железных руд, как например титано-магнетитов Вишерского района и Юбрешкина Камня на Урале и, кроме того, месторождения сульфидных медных руд.

С эффузивными зелено-каменными порфиритовыми породами восточного склона Урала также связаны многочисленные месторождения медистых пиритов и золота. Сюда относятся месторождения Красноуральского богомоловского) района, а также Калатинское,

Карпушинское и Таналык-Баймакские месторождения.

Базальты. Темные, иногда совершенно черные, излившиеся породы, плотные или мелкозернистые, реже среднезернистые. В свежем состоянии основная масса их плотная, черная, с занозистым изломом. При выветривании базальты принимают ржаво-бурую окраску или делаются зеленоватыми и матовыми.

Минералогический состав их тот же, что и для диабазов, обычно с добавлением значительного количества магнетита. Характерным является наличие значительного количества нераскристализованного стекла. Невооруженным глазом в базальтовой породе

легче всего обнаружить авгит и оливин. Последний отличается стеклянным блеском и желто-зеленой окраской. Остальные мине-

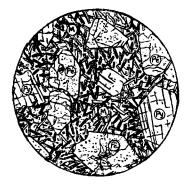


Рис. 102. Базальт под микроскопом. Характерное строение излившейся (вулканической) породы с неполной кристаллизацией. (По Милановскому.)

Ре — кристаллы оливина; Ру — авгит; М — мелкие столбчаты в кристаллики плагиоклазов. Промежутки между кристаллами заполнены вулканическим стеклом. ралы рассеяны в плотной черной основной массе, состоящей главным образом из сплошного стекловатого вещества (рис. 102).

Базальт — самая распространенная вулканическая порода. Некоторые из современных вулканов, например Этна (на о. Сицилии в Италии), Гекла (Исландия), вулканы Камчатки и другие, выбрасывают базальтовую лаву. Древние излияния базальтов образуют небольшие купола, а также покровы и потоки, сопровождаемые мощными отложениями туфа. Под действием атмосферных осадков и кислорода воздуха базальт иногда растрескивается и распадается на остроугольные кусочки. Очень характерным признаком для базальтов является столбчатая отдельность, благодаря которой базальтовые покровы и потоки часто нацело разбиваются на оригинальные шестигранные столбы (рис. 100). Столб-

чатая отдельность свойственна и некоторым другим изверженным горным породам, например андезитам.

В СССР базальты встречаются в Закавказье (Армения), на Украине, в Забайкалье, на Алтае и в других местах Сибири.

Базальты Украины — черные мелкозернистые или плотные породы, по большей части сильно выветрившиеся. Они образуют жилы и покровы в восточной половине Приазовского массива, где в них иногда прекрасно выражена столбчатая шестигранная отдельность.

В Армении базальты местами очень широко распространены; они черного цвета с плотной, мелкозернистой или порфировой структурой.

За последнее время развилось производство различных изделий из плавленого диабаза, базальта и близких к ним пород. При этом горные породы плавят и отливают в формы, где благодаря быстроте охлаждения они застывают в виде стекловидной массы. Для возвращения материалу кристаллической структуры, которая значительно улучшает его механические свойства, его отжигают в калильных печах в течение нескольких дней при температуре, близкой к плавлению.

Из плавленого диабаза и базальта изготовляют специальную посуду и части аппаратуры для химических заводов, плитки для облицовки и изоляторы для высокого напряжения. Полученные изделия отличаются большой прочностью и твердостью, кислотоупорны и щелочеупорны, не проводят электричества и обладают целым рядом других ценных технических свойств.

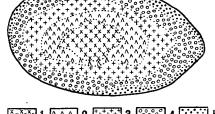
Диориты. Кварцевый диорит связан с гранитом, а диорит—с сиенитом постепенными переходами и часто являются краевыми фациями этих пород, а диорит иногда также связан и с породами габбрового типа (рис. 103). Диориты среднезернисты и состоят из преобладающего светлого плагиоклаза и темных минералов; кварц то отсутствует, то встречается в более или менее значительном количестве (кварцевый диорит). В краевых частях интрузий диориты становятся более мелкозернистыми, иногда плотными и приобретают карактер зеленокаменных пород, часто с порфировой структурой (диорит-порфириты), что характерно также для жильных фаций этих пород.

Среди темных составных частей чаще всего встречается роговая обманка, которая отчасти заменяется биотитом. В качестве второстепенного минерала присутствует пироксен.

В СССР диориты в одних случаях тесно связаны переходами типичными гранитами при посредстве кварцевых диоритов,

а в других непосредственно переходят в габбровые породы. Диориты эти представляют собою темно- и светлосерые породы, иногда с зеленоватым оттенком, и являются первичными роговообманковыми породами изверженного происхождения. Иногда их очень трудно отличить по внешнему виду и под микроскопом от амфиболитов — вторичных пород, образующихся при метаморфизации пород группы габбро.

Тесная связь диоритов при посредстве кварцевых диоритов с гранитами хорошо выражена, напри-



[***** 1 ^^^^ 2 **** 3 **** 4 **** 5 Рис. 103. Магматическая диферен-

`циация гранитного штока. 1—двуслюдяной гранит; 2—биотитовый гранит; 3—амфиболовый гранит; 4—диорит; 5—габбро.

мер, в районе Турьинских рудников на Северном Урале, а также в окрестностях горы Магнитной, где встречаются также основные породы группы габбро.

В СССР диориты широко распространены на Урале, в Закавкавказье и других районах. Они обычно окрашены в зеленовато-серый цвет и обладают мелко- или среднезернистой структурой. В качестве темного минерала присутствует роговая обманка, реже авгит. Диориты образуют более или менее значительные интрузивные тела неправильной формы, возраст которых колеблется в широких пределах.

С диоритами и кварцевыми диоритами часто связаны различные рудные месторождения. Так, на контакте диоритовой магмы с известняками часто образуются крупные месторождения железных руд

(главным образом магнетита), причем одновременно известняки превращаются в своеобразную контактовую породу— скарн 1.

С диоритами нередко связаны рудные жилы с медным колчеданом, цинковой обманкой и свинцовым блеском. Изверженные породы, пересеченные рудными жилами, на контакте с ними обычно сильно разрушены благодаря действию горячих минералообразующих растворов и частью превращены в каолин. Роль диоритов в рудообразовании чрезвычайно значительна.

Порфирит. Плагиоклазовая горная порода порфировой структуры, соответствующая порфировым, неполнокристаллическим разностям диабаза. В порфиритах хорошо видны довольно крупные вкрапленники полевого шпата, которые кажутся мутными, беловатыми, иногда желтоватыми и зеленоватыми. Из темных минералов в более кислых разновидностях порфиритов главную роль играют биотит и роговая обманка, а в более основных — пирюксен. Кроме того, изредка встречаются вкрапленники граната или оливина.

Порфириты представляют обычно породы, более или менее сильно преобразованные. В зависимости от степени изменения основной массы различают два типа: 1) очень плотные в изломе породы серовато-зеленого цвета, благодаря образованию вторичных зеленых минералов и 2) темноокрашенные порфириты, обычно темнобурого цвета, с гораздо менее плотным изломом, носящим иногда глинистый характер — так называемые глинистые порфириты или вакки.

В массах порфиритов нередко наблюдается пластинчатая, реже столбчатая отдельность.

Порфириты и сопровождающие их $ty\phi u^2$, по преимуществу сильно измененные, встречаются в СССР очень часто и отличаются чрезвычайно разнообразным составом. Благодаря вторичным процессам метаморфизма их структура часто изменена до неузнаваемости, а также изменен и их минералогический состав с образованием таких вторичных минералов, как хлорит, $cepuqut^3$, а также новообразования полевых шпатов и роговой обманки.

На Урале особенно сильно метаморфизованы порфириты в области Среднего Урала, где они превращены в сланцы различных типов, окрашенные в зеленый цвет благодаря появлению в них вторичной роговой обманки, хлорита, а иногда и эпидота. Породы эти на-

¹ Превращение известняков в скарны и образование контактовых рудных месторождений происходит благодаря тому, что из магмы выделяются раскаленные пары и газы, содержащие летучие соединения железа и кремния, которые вступают во взаимодействие с известняками, причем образуется целый ряд типичных для скарнов минералов, как например гранаты, пироксены диопсид и эпидот.

² Туфы образовались путем накопления вулканических продуктов извержения — вулканического пепла, ляпилли, вулканических бомб, а иногда и более крупных обломков, которые падали частью на сушу, частью в водные бассейны. Обычно туфы мелкоземисты и благодаря связующим их растворам, а также давлению, значительно уплотнены. В зависимости от характера исходного материала различают туфы порфировые, базальтовые, диабазовые и трахитовые.

³ Серицит (название от «серикос», по-гречески — шелковый) — тонкочешуйчатый светлый мусковит с характерным шелковистым блеском. Обычно серицит содержит несколько больше воды, чем нормальный мусковит.

зываются зелеными актинолитовыми и хлоритово-эпидотово-альбитовыми сланцами, в зависимости от преобладания в них того или другого вторичного минерала.

Кроме того, на Урале встречаются и порфириты нормального облика, в которых невооруженным глазом часто можно различить порфировую структуру, например в Турьинских рудниках. К ним же относится авгитовый порфирит Меднорудянска.

Порфириты довольно широко распространены на Кавказе. В Закавказье, в окрестностях Заглика и Дашкесана, мы находим порфириты, в свежем состоянии черные, с более светлыми вкрапленниками полевого шпата и буровато-зеленого пироксена, выделяющимися на более темном фоне основной массы. Они залегают в виде потоков мощностью до 470 м. Кроме того, во многих местах на Кавказе встречаются жильные порфириты, образующие дайки.

На Украине, в особенности в северо-западной и юго-восточной части, порфириты распространены по преимуществу в форме дайков, тянущихся по прямому направлению иногда на несколько десятков километров, при небольшой мощности. Эти порфириты окрашены в черный цвет, мелкозернисты, почти без порфировых вкрапленников. Среди них иногда встречаются крупнопорфировые породы, называемые волынитами, в черной мелкозернистой основной массе которых расположены крупные кристаллы светлого лабрадора до 1—5 см в поперечнике, иногда стекловидные и почти прозрачные.

Кроме дайковых порфиритов, описанных выше, на Украине встречаются покровы и потоки порфиритов, чередующихся с другими горными породами. Это авгитовые порфириты, в черной основной массе которых рассеяны многочисленные крупные кристаллы блестящего черного авгита, а в другой разновидности этой породы в такой же основной массе видны многочисленные белые или сероватые, очень тонкотаблитчатые кристаллы лабрадора.

Порфириты этих типов и их туфы встречаются, кроме того, во многих районах развития метаморфических пород—в Казакстане, на Алтае, в Средней Азии, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Андезиты ¹. Плагиоклазовые горные породы порфирового строения, являющиеся эффузивными аналогами диоритов (рис. 104). Различают два типа андезитов. К первому типу относятся андезитысветлосерого или буроватого цвета, отличающиеся от трахитов ² повнешнему виду только присутствием большего количества темных минералов, в виде вкраплений. Андезиты второго типа — черного цвета, по внешнему виду напоминают базальт, с небольшим количеством плагиоклазов в виде вкрапленников.

В свежем изломе андезиты менее шероховаты, чем трахиты, и обладают занозистой поверхностью, характерной для излома базальтов. Вкрапленные кристаллы плагиоклазов свежи и обладают сильным стеклянным блеском.

¹ См. ниже стр. 147.

 $^{^{1}}$ Название от Анд (Южная Америка), где андезитовые лавы широко распространены. Термин этот введен Л. Ф. Бухом в 1835 г.

Обычно андезиты, как и порфириты, не образуют значительных массивов, но встречаются очень часто в форме куполов и потоков.

Дациты или кварцевые андезиты по внешнему виду сходны с андезитами, но обычно содержат видимый кварц. Основная масса их состоит главным образом из стекловатого вещества и плагиоклаза с примесью кварца; присутствуют зернышки авгита и магнетита.

Андезиты и дациты широко распространены главным образом в областях недавней (третичной) вулканической деятельности. Лавы

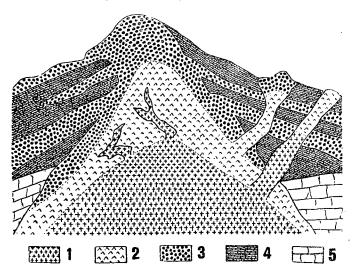


Рис. 104. Схематическое изображение отношения между диоритом, диорит-порфиром и андезитом.

1-диорит; 2-диоритовый порфирит; 3-андезит; 4-туф; 5-древние слои.

современных вулканов в большинстве случаев состоят из основных лироксеновых андезитов; реже они представлены трахитами и базальтами.

В СССР андезиты и дациты развиты на Кавказе, в Закавказье, на Украине и на Дальнем Востоке — в Приморской области и на Камчатке. Дациты и андезиты Кавказа и Закавказья — серого цвета с хорошо выделяющимися на фоне основной массы кристаллами пироксенов и изредка биотита. Из андезитов состоят крупные лавовые потоки Казбека и Эльбруса, представляющих собою потухшие третичные вулканы. Кроме того, они встречаются в Закавказье одновременно с базальтами и играющими второстепенную роль липаритами и трахитами. В Армении андезиты образуют покровы и потоки значительных размеров, а также слагают крупные, ныне потухшие вулканы — например Алагез (на территории СССР) и Арарат — в пределах Турецкой Армении.

На склонах Алагеза мощно развиты *туфы*, представляющие пористые образования в верхней части андезитовых и андезито-базальтовых потоков, спустившихся по склону вулкана. В этой части потоков лавы обладают нередко тонкопористой структурой и благо-

даря этому очень легки ¹, хорошо распиливаются и представляют прекрасный строительный материал. Месторождение это разрабатывается, и туфовые лавы широко применяются ² для постройки домов не только в городах Закавказья, но даже в Москве.

Андезиты, развитые на Северном Кавказе и в Грузии, разрабатываются как ценный кислотоупорный материал. Особенно широко используются для этой цели андезиты из окрестностей Казбека, залегающие около Военно-Грузинской дороги.

На Украине андезиты развиты на юго-востоке, образуя то крупные покровы, чередующиеся с базальтами, трахитами и другими породами, то купола и дайки. Андезиты эти в большинстве случаев роговообманковые с серой тонкокристаллической основной массой и многочисленными вкрапленниками кристаллов черной роговой обманки и, отчасти, полевого шпата. Судя по условиям залегания, их возраст каменноугольный.

Сиениты ⁸. Ортоклазовые породы, в которых кварц отсутствует или является второстепенной составной частью. Они тесно примыкают к гранитам, образуя как бы бескварцевую разновидность их.

Окраска сиенитов почти всегда светлая — красная различных оттенков, желтоватая или белая — и зависит от цвета преобладающего полевого шпата.

Темные минералы, главным образом роговая обманка, иногда также биотит, присутствуют в относительно большем количестве, чем в граните, и распределены в полевошпатовом агрегате более или менее равномерно.

По структуре сиениты представляют среднезернистые горные породы с равномерной крупностью зерен и с гранитовидной структурой. Иногда наблюдается параллельное расположение составляющих минералов вплоть до образования гнейсовидных сиенитов.

В отличие от гранитов сиениты имеют второстеленное геологическое значение и образуют самостоятельные штоки сравнительно небольших размеров, обычно связанные с массивами гранитов или габбро.

В СССР сиениты распространены сравнительно слабо и имеют совершенно второстепенное значение. На Урале с интрузиями сиенитов связаны крупные месторождения магнетита горы Благодати и горы Высокой, где мы находим роговообманковые сиениты нормального состава. Наблюдаются переходы сиенитов то в сиенит-диориты, то в кварцевые диориты и даже габбро. Сиениты горы Магнитной являются фациями гранитных интрузий, окрашены в красный цвет и отличаются содержанием альбита.

На Украине сиениты играют совершенно второстепенную роль и встречаются редко, образуя только отдельные выходы или дайки (жилы). Сиениты выступают гланным образом на Севере Украины и в средней ее части и представлены темносерыми, почти черными по-

¹ Удельный вес их 1,0—1,5.

² Обычно в виде крупных кубов с длиной ребра 0,5 м.

³ Название от Сиены (Египет).

родами, сходными с черными гранитами тех же районов и отличаю- щимися от них отсутствием кварца.

Наблюдаются, при увеличении содержания плагиоклаза и оливина,

переходы сиенитов в габбро-сиениты и затем в габбро.

С интрузиями сиенитовой магмы обычно связаны крупные месторождения магнетитов, например горы Высокой и горы Благодати на Урале, а также месторождения марганцевых руд (Сапальское месторождение, Урал), медных руд и золота.

Нефелиновые сиениты. Светлые крупнозернистые породы, в которых преобладающей составной частью обычно является натровый полевой шпат — альбит, — мутный, беловатый; затем присутствует в значительном количестве серовато-зеленый или красновато-бурый, с жирным блеском нефелин, часто мутный и матовый вследствие выветривания.

Темные минералы присутствуют в очень небольшом количестве и представлены главным образом щелочными амфиболами и пироксенами (эгирин) 1, реже черной слюдой. Структура нефелиновых сиенитов такая же, как у гранитов, но обычно более крупнозернистая.

Нефелиновые сиениты образуют штоки и лакколиты, обычно не особенно крупные, и часто связаны постепенными переходами, с одной стороны, со щелочными сиенитами, а с другой — с гранитами.

В СССР выходы нефелиновых сиенитов встречаются в немногих местах. На Южном Урале две полосы нефелиновых сиенитов тянутся с севера на юг в области Вишневых и Ильменских гор.

Нефелиновые сиениты Урала представляют светлюокрашенные беловато-серые среднезернистые породы с более или менее отчетливо выраженной гнейсовидной структурой. Они содержат примерно 70% светлых полевых шпатов (главным образом микроклин и альбит), около 20% нефелина и до 10% черной слюды (лепидомелана — железистой разновидности биотита, содержащей титан). Кроме того, в них попадаются коричневые кристаллики циркона и зерна синего содалита². Изредка встречаются участки и крупнозернистого нефелинового сиенита пегматитового строения. С нефелиновыми сиенитами на Урале связаны иногда месторождения корунда и ильменита, который встречается в чечевицеобразных залежах крупнозернистого нефелиносиенитового пегматита.

Большого развития достигают нефелиновые сиениты на Кольском полуострове — в Хибинских горах и в области Ловозерских тундр. Они образуют неправильно округлые крупные выходы, по краям переходящие в щелочные сиениты, поднимаются на высоту до 1 250 м над уровнем моря и занимают площадь до 1 630 км².

Здесь развиты дугообразно сменяющие друг друга различные типы нефелиновых сиенитов, от крупнозернистых хибинитов до среднезер-

нистых эгириновых и гнейсовидных нефелиновых сиенитов.

Хибинит представляет крупнозернистый нефелиновый сиенит с пегматитовой структурой, с крупными выделениями сероватого с жир-

² Содалит 3Na₂Al₂Si₂O₈ · 2NaCl — ортосиликат из группы нефелина.

 $^{^1}$ Эгирин Na₂Fe₂Si₄O₁₂ — минерал из группы пироксенов. Часто встречается в Хибинах.

ным блеском яснокристаллического нефелина и неправильной формы зернами темных минералов, главным образом эгирина. Иногда в нем встречается очень типичный для Хибин розово-красный, содержащий цирконий, силикат — эвдиалит 1.

юго-западной части Хибинских гор развиты дугообразной формы выходы разновидностей нефелиновых сиенитов, окрашенных в серый и темносерый цвет, — уртитов — с преобладанием нефелина (75-80%) и подчиненным количеством эгирина, и более темных и мелкозернистых ийолитов, в которых эгирин преобладает над нефелином (40—50%). К этим ийолит-уртитовым породам, связанным друг с другом постепенными переходами, приурочены крупнейшие в мире месторождения апатита, образующего в них неправильной формы колоссальные линзы с многочисленными пятнами и включениями темного серо-зеленого нефелина.

На Украине нефелиновые сиениты развиты очень слабо, на пространстве нескольких квадратных километров в восточной части Приазовского массива, и отличаются большим разнообразием состава и структуры. Практическое значение они могут иметь только в качестве флюса (плавня) в металлургии. Кроме упомянутых выше районов, светлоокрашенные мелкозернистые нефелиновые сиениты развиты на Дальнем Востоке (на о. Сахалине) и в Таджикистане (Зеравшан).

Трахиты. Светлые породы, являющиеся эффузивными аналогами сиенита, серого, желтого или красноватого цвета с ясно выраженной порфировой структурой. В изломе трахиты шероховаты 2, что обусловлено тонкопузырчатой структурой основной массы породы, причем в пустотах нередко наблюдаются мелкие кристаллики вторичных минералов. Порфировые вкрапленники в них состоят главным образом из санидина³, а более мелкие — из плагиоклаза, биотита и буроватой роговой обманки. Относительные количества вкрапленников и основнойстекловатой массы сильно колеблются. Встречаются почти вполне зернистые разновидности трахитов, но, кроме того, и такие, которые по внешнему виду напоминают пемзу. Трахиты последнего типа самые светлые.

Благодаря пористой структуре трахиты легко выветриваются, причем темные минералы — биотит и роговая обманка — разрушаются особенно легко и превращаются в хлорит или в кварц с карбонатами, а иногда и в бурый железняк.

Ортофиры. Заметно отличаются от трахитов по внешнему виду и представляют матовые желтоватые или красноватые излившиеся породы, палеотипные аналоги трахита. Вкрапленники в них состоят из мутного ортоклаза; темные минералы обычно в значительной степени разрушены. Основная масса ортофиров более плотная, чем у трахитов, и обладает мутной серовато-зеленой или красновато-бурой окраской: излом матовый, иногда землистый.

² На это указывает самое название их («трахит» в переводе с грече-

ского — шероховатый).

10*

¹ Эвдиалит (Na₂, H₂, Ca, Fe, Mn, Mg)₂(Si, Zr)₃O₈ с примесью Ce₄(Si₃O₈)₃ и хлористых соединений — редкий титано-цирконо-силикат.

³ Санидин — модификация калийного полевого шпата, характерная для новейших эффузивных пород. Отличается от ортоклаза таблитчатой формой, иногда прозрачен.

Трахиты и ортофиры образуют потоки и покровы иногда значительных размеров и сопровождаются крупными массами вулканического пепла. Некоторые современные вулканы изливают трахитовую лаву.

На Украине, в восточной части Приазовского массива, встречаются выходы трахитов, частью в форме куполов и небольших покровов, а главным образом в виде даек. Трахиты эти мясо-красного цвета и с типичной структурой.

Ортофиры довольно часто встречаются на Урале, в некоторых

частях Казакстана и Алтая, а также и на Кавказе.

Граниты и их аналоги

Граниты. Кислые полевошпатовые породы с ясно выраженным преобладанием кварца и содержанием слюд, роговой обманки или пи-



Рис. 105. Гранит под микроскопом.

g-кварц; f-ортоклаз; m-слюда.

роксена (рис. 105). Полевые шпаты составляют обычно около 60%, кварц 30—35%, остальное приходится на темные минералы.

Граниты породы легкие (уд. в. около 2,7), светлые, причем основная окраска их обусловлена цветом ортоклаза. Главной составной частью является калиевый полевой шпат (обычно микроклин), белый, серый, зеленоватый, а чаще всего мясо-красный различных оттенков. Ортоклаз или микроклин по большей части матовые, с ясно выраженной спайностью; при выветривании они сообщают граниту желтовато-бурую окраску. Одновременно с ортоклазом и микроклином часто присутствует белый, желтоватый или зеленоватый плагиоклаз,

обычно в более мелких зернах, чем ортоклаз. Относительное содержание плагиоклаза колеблется в очень широких пределах. Особенно богаты им биотитовые и роговообманковые граниты, где иногда он преобладает над ортоклазом. Если в гранитах наряду с ортоклазом присутствует в большом количестве альбит, а плагиоклазы отсутствуют, такие граниты называются щелочными 1.

Кварц в гранитах обычно мало заметен, обладает жирным блеском и раковистым изломом и чаще всего бывает дымчато-серый. Из второстепенных минералов часто присутствуют слюды. В двуслюдяном граните наряду с листочками серебристого, сильно блестящего мусковита присутствует и биотит, который в биотитовом граните является единственным представителем группы слюд. При выветривании биотит делается матовым и выделяет окислы железа, окращивающие его в ржаво-бурый цвет. Иногда листочки биотита при выветривании приобретают золотистый оттенок, и неопытные лица нередко принимают

¹ В СССР щелочные граниты известны на Кольском полуострове.

их за золото. В роговообманковом граните из темных минералов главную роль играет черная роговая обманка в виде отдельных, слабо удлиненных зерен. Кроме этих минералов, в гранитах иногда встречаются фисталиково-зеленые зерна и скопления эпидота, зерна и игольчатые кристаллики турмалина и кристаллы граната.

Граниты обычно среднезернисты, с очень однообразной структурой на значительном протяжении. В краевых зонах и жилах, а также в штоках гранитов небольших размеров часто наблюдается порфировидная структура; если в мелкозернистой основной массе рассеяны крупные кристаллы полевых шпатов, получается гранит-порфир.

Граниты — наиболее распространенные глубинные породы. По мнению Вейншенка, средний состав земной коры имеет состав гранитов. Отдельные области распространения гранитов нередко занимают площади в сотни и даже тысячи квадратных километров. Наиболее крупные массивы гранитов образуют мощные залежи, которые обычно занимают среднюю часть складчатых гор, образуя наиболее высокие вершины. В пределах СССР, в горах Средней Азии, граниты образуют ряд вершин, располагающихся по одной линии, параллельно общему простиранию горных пород. Интрузивные залежи гранитов переходят в лакколиты, которые приподнимают вышележащие породы, нередко прорывая их самыми разнообразными способами.

В СССР крупные месторождения гранитов находятся в Карелии, затем на Украине, в центральной части Кавказа, в различных районах Урала, в Средней Азии и во многих местах Сибири.

На Кольском полуострове и в Карелии все продукты выветривания и покрывающие породы были удалены из области развития древних гранитов благодаря действию колоссального ледника в ледниковый период и гранитные массивы выступают в виде округлых отполированных возвышенностей, состоящих из породы, совершенно свежей с поверхности.

В областях их широкого развития граниты очень разнообразны по составу, структуре и возрасту, по условиям залегания и связи с другими горными породами. Для примера укажем на граниты Урала — древних складчатых гор — и древней докембрийской Южнорусской кристаллической полосы на Украине.

Граниты Урала образуют, с одной стороны, интрузивные массы в виде штоков и лакколитов среди пород различного возраста, сильно измененных действием контактового метаморфизма, с другой — крупные массивы и батолиты и, наконец, гранитные тела неясных форм среди глубоко измененных и превращенных в гнейсы и амфиболиты пород. Возраст уральских гранитов главным образом посленижнекаменноугольный и частью, возможно, девонский.

В петрографическом отношении граниты Урала очень разнообразны. Отметим несколько распространенных типов.

1. В районе Свердловска развиты равномернозернистые беловатые или слегка желтоватые граниты, приобретающие иногда порфировидное строение и сопровождаемые аплитами, пегматитами и гранит-порфирами.

¹ Аплиты и пегматиты описаны ниже.

- 2. На Южном Урале, в районе Челябинска и Кочкаря, встречаются биотитовые и двуслюдяные граниты, в которых полевой шпат представлен микроклином. Наблюдаются переходы пород этого типа то в светлые граниты с мусковитом, то в темные биотитово-роговообманковые и роговообманковые граниты, а также в гранодиориты. Граниты эти также сопровождаются аплитами и пегматитами.
- 3. В районе горы Магнитной развиты граниты, тесно связанные с гранодиоритами и кварцевыми диоритами. К востоку, в Гумбейском районе, мы находим месторождения шеелита и золота, приуроченные к штокам гранодиорита, переходящего в гранит.

На Украине, в области Южнорусской кристаллической полосы, граниты залегают в виде крупных массивов и относятся полностью к образованиям докембрийского возраста.

В ряде случаев выходы гранитов сопровождаются аплитовыми жилами, особенно обильными на юге Украины, а также пегматитами.

Отметим несколько главных типов украинских гранитов:

- 1. На севере Украины, а также на юге, близ Вознесенска, развиты крупные массивы светлосерых крупнозернистых порфировидных гранитов коростышевского типа, почти совершенно лишенные аплитов и пегматитов и с резко выраженной отдельностью в форме параллеленинедов. Они широко используются для изготовления монолитов, главным образом ступеней для лестниц.
- 2. В северной части Украины, кроме того, мощно развиты светлосерые, частью беловатые среднезернистые биотитовые граниты житомирского типа, которые разрабатываются в крупном масштабе для получения монолитов и в особенности брусчатки для мощения улиц, в частности и для Москвы.
- 3. На восточной окраине Южнорусской кристаллической полосы мы находим отдельные массивы раппакиви ¹ темного зеленовато-серого крупнозернистого роговообманкового гранита с крупными яйцевидными кристаллами калийного полевого шпата, окруженными оболочками зеленоватого олигоклаза ².

Кроме описанных, на Украине имеется и ряд других типов гранитов.

На Украине граниты добываются на Волыни (серый житомирский гранит), в Киевщине, в Подольщине и Херсонщине. Из серого гранита, добываемого в последнем районе, выстроены портовые сооружения в севастопольской гавани и мостовые в Одессе.

В Карелии, на северном берегу Ладожского озера, близ г. Сердоболя, добывается серый сердобольский гранит, который пользуется большой известностью благодаря своей прочности.

С породами гранитной магмы связан целый ряд месторождений полезных ископаемых. Так, на Урале мы находим много коренных

² Олигоклаз — плагиоклаз с преобладанием натрового полевого илиата.

в изоморфной смеси.

¹ Граниты этого типа особенно часто встречаются в Финляндии, при этом нередко в полуразрушенном состоянии. Отсюда понятно их финское название «раппакиви» — гнилой камень. В полированном виде финляндские граниты очень красивы; из них сделаны набережные Невы в Ленинграде и облицовка многих зданий в Ленинграде и Москве.

месторождений золота в виде кварцевых жил с сульфидами и самородным золотом, генетически связанных с гранитами. В Березовском месторождении кварцевые жилы с золоточосным пиритом и видимым золотом проходят в березите (видоизмененном граните); в других районах сульфиды представлены арсенопиритом, цинковой обманкой, свинцовым блеском, а иногда антимонитом (Арамашевское месторождение).

В районе горы Магнитной на Южном Урале мы находим крупное месторождение магнетита (на контакте каменноугольного известняка и гранита), связанное с гранитной и гранодиоритовой магмой. В Турьинских рудниках к гранитам приурочены месторождения меди (на контакте гранитов и известняков). С гранитными интрузиями связаны как полиметаллические руды, так и месторождения вольфрама, молибдена, мышьяка и многие месторождения других полезных ископаемых.

Липариты и кварцевые порфиры представляют излившиеся породы, соответствующие гранитам. Они характеризуются порфировой структурой, фельзитовой или стекловатой основной массой, но вкрапленники в них никогда не достигают таких размеров, как в гранитпорфирах. Липариты — свежие, обычно очень светлые горные породы, нередко белые, с неровным шероховатым изломом. Вкрапленники в них представлены главным образом полевыми шпатами, причем в отдельных случаях наблюдается преобладание то ортоклаза, то плагиоклаза. По внешнему виду полевой шпат очень близок к санидину. Кварц встречается реже и в некоторых случаях почти незаметен. Вкрапленники кварца нередко представляют кристаллы в форме билирамиды. Такие кристаллы иногда выпадают из липарита при раскалывании его.

Темные минералы играют второстепенную роль. Чаще всего встречаются черные блестящие листочки биотита, реже удлиненные или игольчатые кристаллы черной или бурой роговой обманки.

Кварцевые порфиры отличаются от липаритов значительной выветрелостью и по большей части окрашены в красный, бурый, желтый, зеленоватый или фиолетовый цвет. Вкрапленники полевых шпатов обычно матовые; темные составные части иногда изменены до неузнаваемости. Окраска кварцевых порфиров часто пягнистая; по сравнению с липаритами они более плотны и обладают матовым изломом.

Широко распространены стекловатые разновидности, к которым относится большинство вулканических стекол. Из такого стекла состоит бархатно-черный или красновато-бурый с черным рисунком обсидиан с прекрасно выраженным раковистым изломом (рис. 106). Пехштейн или смоляной камень часто содержит большое количество воды (иногда до 10%), окрашен в буроватый, красный или зеленоватый цвет, обладает неровным, иногда почти раковистым изломом и также относится к вулканическим стеклам.

Обсидиан часто переходит в сильно пористую светлую, сероватобелую или желтоватую породу, называемую пемзою. Пемза встре-

 $^{^{\}mathtt{1}}$ Название происходит от Липарских островов (близ Сицилии), введено И. Ротом в 1861 г.

чается в виде обломков, выброшенных во время извержения как древними, так и современными вулканами.

Кварцевый порфир представляет одну из самых распространенных излившихся горных пород и встречается во многих местах в виде потоков, а также крупных покровов, которые часто сопровождаются мощными накоплениями вулканических туфов.

Обсидиан в самых разнообразных формах часто образует так называемую *глыбовую лаву* на поверхности лавовых потоков, тогда как пехштейн встречается в нижней части этих потоков, или же образует отдельные участки. Бедные водой вулканические стекла типа



Рис. 106. Обсидиан.

обсидиана образуют нередко самостоятельные покровы и потоки, иногда довольно крупные; в них массы плотного вулканического стекла чередуются с пемзой и лишенными вкрапленников разновидностями стекловатых пород.

В СССР липариты и кварцевье порфиры встречаются редко и имеют второстепенное значение. На Урале известны липаритовые порфиры, представляющие переходную породу от липаритов к сильно измененным кварцевым порфирам. На юге Урала изредка встречаются кварцевые порфиры с хорошо образованными вкрапленниками кварца и в виде бипирамид.

На Кавказе красноватые или сероватые липариты встречаются на склонах Казбека и Эльбруса, а также в Закавказье. В Сибири липариты

развиты на берегах Охотского моря и на Дальнем Востоке. В Колымском крае, в верховьях р. Березовки, встречаются аплитовые жилы, переходящие в липаритовые. Последние переходят в зальбандах 1 в черный обсидан и имеют мощность до $32\,$ м.

Обсидиан в виде темносерых, красновато-коричневых и черных разновидностей, а также пехштейн часто встречаются в Закавказье, между о. Гокча и Эриванью.

Жильные горные породы

Аплиты представляют средне- и тонкозернистые, а часто и совершенно плотные (микрокристаллические) светлоокрашенные жильные горные породы. Особенно типичны аплиты, представляющие продукты расщепления гранитной магмы. Они обычно мелкозернисты, очень крепки, от белого до мясо-красного цвета и называются гранит-аплитами.

Главными составными частями аплитов являются кварц и ортоклаз, причем в яснокристаллических разновидностях кварц встре-

¹ Зальбанды — краевые части жил.

чается в резко ограниченных зернах в отличие от гранитов. Окраска аплитов определяется цветом ортоклаза, вместе с которым часто попадается плагиоклаз.

Из второстепенных минералов встречаются отдельные листочки мусковита, мелкие призмочки турмалина и кристаллики граната.

Пегматиты — очень крупнозернистые горные породы, выделяющиеся из остаточной магмы в последние моменты ее застывания в условиях насыщения этой магмы перегретыми парами и газами, среди которых особенно важное значение имеют $rasu-munepanusa-topu^{-1}$ — пары перегретой воды, HF, HCl, H_2 S и др. Особенно часто встречаются пегматиты, связанные с гранитной магмой — rpahut-ner-matut Минералогический состав их в основном почти не отличается

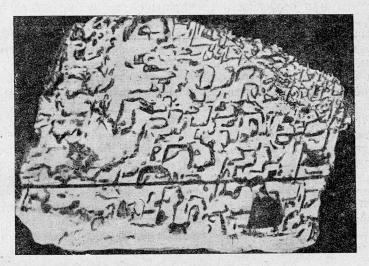


Рис. 107. Пегматит (письменный гранит).

от состава гранит-аплитов, но в петрографическом отношении пегматиты представляют полную противоположность аплитам и характеризуются чрезвычайно непостоянной и разнообразной крупнозернистой структурой, составом и внешним видом.

В них нередко массы плотного кварца чередуются с гнездами, в которых находятся крупные кристаллы полевых шпатов и горного хрусталя, обычно дымчатого. Кристаллы мусковита иногда достигают 1 м и более в поперечнике; они обычно светлокоричневатые, в тонких пластинках очень гибки, упруги и прозрачны. Кроме мусковита, встречаются крупные кристаллы турмалина, берилла, топаза и других минералов, иногда так называемых редкоземельных, содержащих литий, рубидий, цезий, ниобий, тантал и другие редкие элементы.

В гранит-пегматитах нередко наблюдается так называемая пегматитовая структура, когда кристаллы полевых шпатов закономерно прорастают многочисленными, одинаково ориентированными столоча-

¹ Подробнее о генезисе пегматитов см. «Образование минералов в природе», где перечислены и минералы пегматитов.

тыми индивидуумами кварца, обычно дымчато-серого. В поперечных разрезах, в особенности в полированных образцах, поверхность такого пегматита напоминает рукопись с древнееврейскими буквами или восточными (ассирийскими) клинообразными письменами (рис. 107). Такой пегматит называется письменным гранитом, иначе еврейским камнем.

Пегматиты образуют неправильной формы массы и гнезда, часто с пустотами внутри, выполнечными крупными, хорошо образованными минералами из числа указанных выше, а также неправильной формы жилы с раздувами и пережимами. Оба эти вида жил тесно связаны переходами с гранитом, причем точную границу между гранитом или аплитом и пегматитом установить весьма трудно.

Аплиты и в особенности пегматиты во время застывания действуют растворяющим образом на соседние породы и впитывают в себя составные части их, благодаря чему в зоне контакта образуется целый ряд новых минералов, например андалузит, кианит и другие силикаты.

На значительном расстоянии от центра интрузии гранит-пегматиты переходят в кварцевые агрегаты, которые образуют линзы и неправильной формы жилы в боковых породах.

С гранит-аплитами и гранит-пегматитами очень сходны аплиты и пегматиты нефелиновых сиенитов, причем особенно часто встречаются типы аплитов. Нефелиновые пегматиты, к которым относится распространенный в Хибинах хибинит 1, очень богаты редкими минералами.

Аплиты сиенитов, диоритов и других изверженных горных пород состоят главным образом из полевых шпатов. По внешнему виду они очень сходны с аплитами гранитов. Пегматиты сиенитов, средних и щелочных пород встречаются гораздо реже: обычно в них отсутствуют мусковит и турмалин, типичные для гранит-пегматитов, а редкие элементы распространены менее широко.

Определение массивных горных пород

Для определения массивных горных пород без микроскопа очень удобно пользоваться таблицей акад. А. П. Павлова, приведенной ниже, с некоторыми сокращениями и упрощениями, применительно к программе отдела «Петрография». Породы расположены в таблице в горизонтальных рядах по характеру полевых шпатов или их заместителей, а в вертикальных столбцах сверху вниз по убывающей степени кислотности. Содержание кремнекислоты указано в первом вертикальном столбце слева. Во втором вертикальном столбце помещены присутствующие в породах данной группы темные силикаты — биотит, роговая обманка, авгит. Наконец, в третьем вертикальном столбце помещены важные минералы, показывающие степень кислотности пород, — кварц, имеющийся в породах с избытком кремнекислоты, и оливин, характерный для пород основных и ультраосновных.

В первом горизонтальном ряду (сверху) помещены кислые породы, с содержанием SiO_2 от 65-75%. Они содержат много светлых силикатов (полевых шпатов или замещающих их фельдшпатитов — не-

¹ См. выше «Нефелиновые сиениты».

фелина и лейцита) и сравнительно мало темных силикатов, благодаря чему отличаются светлой окраской. Кроме того, в них всегда содержится и свободная крамнекислота в виде зерен кварца.

Нижние ряды содержат породы *более основные*, богатые темными силикатами (и окислами железа, в таблице не указанными), вследствие чего окрашены в *темный*, иногда почти черный *цвет*.

Во втором горизонтальном ряду помещены породы *средние*, содержащие 50-65% SiO₂. В них кварц и оливин, как правило, не встречаются, и изредка попадаются как случайные минералы, в небольшом количестве. В третьем ряду помещены породы *основные* с содержанием SiO₂ от 40—50%. Они богаты темными минералами — авгитом, роговой обманкой, нередко также магнетитом и ильменитом и имеют темный, иногда почти черный цвет.

По мере убывания степени кислотности уменьшается количество светлых силикатов (полевых шпатов, нефелина, лейцита) и, если они совершенно отсутствуют, породы называются ультраосновными. Они содержат менее 40% SiO₂ и состоят главным образом из темных силикатов — оливина (перидота), пироксена и небольшого количества окислов железа, главным образом магнетита и хромита. Эти породы помещены в нижнем горизонтальном ряду таблицы. Знак «—», поставленный в клетке, указывает, что соответствующие породы встречаются редко и не входят в программу отдела «Петрография».

Кроме разделения пород по степени кислотности, они подразделянотся еще на группы по характеру полевых шпатов или их заместителей (фельдшпатоидов). Эти группы расположены вертикальными столбцами. Наиболее важными породами являются ортоклазовые и плагиоклазовые.

В каждой клетке названия пород глубинных (интрузивных) напечатаны курсивом и помещены внизу. Вверху каждой клетки помещены соответствующие им излившиеся породы, причем более молодые породы (так называемые кайнотипные), для которых характерна плотная и порфировая структура, помещены в самой верхней строке, а более древние излившиеся породы (палеотипные) с типичной порфировой, а иногда плотной или мелкозернистой структурой помещены в средней строке. Все приведенные в таблице на стр. 156 ультраосновные породы являются глубинными.

Из минералов указаны лишь самые важные; кроме них, в породах встречаются в качестве добавочных составных частей много других: светлые слюды, гранаты, магнетит, ильменит и др.

По таблице акад. А. П. Павлова нетрудно на основании внешнего вида и минералогического состава массивно-кристаллической горной породы узнать и ее название.

Прежде всего определяем по характеру структуры, имеем мы породу глубинную или излившуюся, а затем устанавливаем, из каких минералов состоит данная порода. Кроме того, для общей ориентировки определяем по преобладающей окраске породы и ее удельному весу, будет ли она светлой и легкой (кислой) или же темной и тяжелой (основной).

Положим, что мы нашли в куске полнокристаллической крупнозернистой породы розовый полевой шпат, темносерые, блестящие как стекло в изломе, зерна кварца и немного черной слюды. Кроме

Таблица важнейших массивно-кристаллических горных пород акад. А. П. Павлова

Степень ки- слотности	Темные силикаты	Минералы, показываю- щие сте- пени кис- лотности	Породы ортоклазо- вые	Породы фельд- шпатито- вые	Породы пла- гиоклазовые	Породы бесполе- вошпато- вые
Кислые, 65 — 75% SiO ₂	Биотит Роговая обманка Авгит	Кварц	Липарит Кварцевый порфир Гранит		Дацит Кварцевый порфир Кварцевый диорит	
Средние, 50—650/ ₀ SiO ₂	Роговая обманка Биотит Авгит		Трахит Ортофир <i>Сиенит</i>	Нефели- новый си е нит	Андезит Порфирит <i>Диорит</i>	17 100
Основные, 40 — 50°/ ₀ SiO ₂	Авгит Роговая обманка	Оливин			Базальт Ди аб аз <i>Габбро</i>	
Ультра- основные, ${\rm SiO_2} < 40^{\rm o}/{\rm o}$	Авгит	Оливин				Пироксе- нит Перидо- тит Дунит

того, мы устанавливаем, что порода эта светлая (розоватая) и лег-кая, — следовательно, относится к породам кислым.

Поскольку мы нашли ортоклаз, название породы нужно искать в четвертом вертикальном ряду слева («Породы ортоклазовые»). Кроме того, мы нашли кварц, — следовательно, подтверждается наше первоначальное определение по общей окраске ее — порода кислая, и мы должны искать ее в первом горизонтальном ряду (сверху). В клетке таблицы, стоящей на пересечении указанных горизонтального и вертикального рядов, указаны породы: липарит, кварцевый порфир, гранит. Наша порода имеет структуру полнокристаллическую, характерную для глубинных пород, следовательно, это будет гранит.

Чтобы облегчить дальнейшую работу по определению массивнокристаллических горных пород без микроскопа, приводим ниже краткую характеристику внешнего вида наиболее распространенных массивных горных пород, начиная с ультраосновных, т. е. в том же порядке, в каком породы эти описаны в нашем курсе.

Внешний вид массивных горных пород

Ультраосновные горные породы характеризуются отсутствием в них полевых шпатов, зелено-бурым и черным цветом и металлическим блеском. В частности, дуниты — породы желто-зеленого или оливково-зеленого цвета, часто покрытые с поверхности тонкой желто-бурой коркой выветривания.

 $\Gamma a b b p o$ — темные породы, буровато- или зеленовато-темносерые и даже черные, содержащие обычно около 50% темных минералов.

В породах группы габбро, кроме того, имеются черные призмы и зерна пироксена с металловидным блеском. Плагиоклазы в них часто бывают темными, но просвечивают по краям.

Диабазы — мелкозернистые (иногда среднезернистые) породы, в которых на темном зеленоватом фоне видны белые или чаще зеленовато-белые удлиненные палочки и брусочки плагиоклаза.

Базальты и андезиты — породы серые, темносерые или черные, шероховатые наощупь. Базальты отличаются от андезитов присутствием мелких вкрапленников оливина, заметных только под лупой, и чаще чем андезиты имеют стекловидный облик.

Диориты — содержат обычно не менее 15—20% темноокрашенных минералов, в том числе зеленовато-черные призмочки роговой обманки, а часто также темнобурые блестящие листочки биотита. Общая окраска породы пестрая или темносерая; полевые шпаты обычно светлозеленоватые. От кварцевых диоритов диориты легко отличаются отсутствием кварца и более темной окраской.

Пирфириты — породы, в которых в темнозеленой или шоколаднобурой основной массе видны зеленовато-белые или белые (изредка буроватые) вкрапленники полевых шпатов, а иногда также и темных минералов.

Граниты и сиениты представляют породы светлоокрашенные, красного, розового, буроватого, желтого, светлосерого и иногда серовато-белого цвета с небольшим (не более 10%) количеством темных минералов, очертания которых ясно видны невооруженным глазом. В частности граниты содержат, кроме того, значительное количество кварца (не менее 20%), чем и отличаются от сиенитов.

Гранодиориты и кварцевые диориты без микроскопа очень трудно, а подчас и невозможно отличить от гранитов. Обычно к кварцевым диоритам относят светлые породы, состоящие исключительно из зеленовато-белых полевых шпатов и кварца с небольшим (немного более 10%) количеством темных минералов. Светлые породы с кварцем, в которых наряду с зеленовато-белыми полевыми шпатами встречаются зерна розоватых, желтоватых и красноватых полевых шпатов, относят к гранодиоритам.

Причины разнообразия массивных горных пород

В настоящее время известно более 600 различных видов и разновидностей изверженных горных пород, и каждый год открывают все новые и новые. С другой стороны, в массах горных пород часто наблюдаются постепенные переходы между близкими по составу массивными породами, например между диоритами и сиенитами или диоритами и габбро. Как это явление, так и разнообразие типов изверженных пород объясняются в настоящее время процессами диференциации магмы — той расплавленной силикатовой массы, из которой образовались все массивно-кристаллические породы, а также захватом и ассимиляцией магмой при ее поднятии из глубин находящихся на ее пути осадочных пород.

¹ Диференциация магмы подробно разобрана в отделе «Образование минералов в природе».

Структура и минералогический состав изверженных пород зависят от тех физико-химических условий, при которых застывает магма. Одна и та же магма может образвать породу интрузивную с полнокристаллической структурой, если она не достигает до поверхности земли и медленно затвердевает на некоторой глубине, и породу эффузивную, с порфировой или стекловатой структурой, если она прорывается на поверхность земли и быстро застывает в виде лавы.

По вопросу о составе первоначальной магмы существует две гипотезы. Большинство ученых присоединяется к мнению Дэли о том, что первичной магмой является магма базальтовая, из которой путем диференциации и ассимиляции окружающих пород образовались все изверженные породы. С другой стороны, многие ученые принимают гипотезу о раздельном существовании двух магм — кислой, гранитной, и основной, базальтовой, которые могут иногда смешиваться между собою. Благодаря диференциации из кислой магмы образуются граниты и связанные с ними породы, а из основной, базальтовой, — габбро, перидотиты и другие основные и ультраосновные породы. Процессы диференциации происходят также и в магмах, образовавшихся путем смешения.

Под диференциацией магмы понимают совокупность всех физических и химических процессов, благодаря которым происходит разделение первичной материнской магмы на вторичные магмы, отличающиеся от нее по химическому и минералогическому составу и из которых образуются в дальнейшем все известные нам изверженные горные породы.

Обычно диференциация происходит на больших глубинах; если же она протекает в пределах одной крупной массы магмы (например батолита), то в различных частях ее собираются неодинакового состава вторичные магмы, родственные друг другу и которые при процессах извержения и застывания дают начало разнообразным горным породам, образовавшимся из общей материнской магмы.

В общем типе базальтовой магмы темные тяжелые минералы — оливин и магнезиальный авгит — выделяются вместе в раннюю стадию диференциации и благодаря своему относительно большему удельному весу тонут (опускаются) в еще расплавленной магме, давая в нижней части батолита перидотитовый слой с преобладанием оливина (перидота). В более позднюю стадию выделяются кристаллы известкового плагиоклаза, образуя магму типа габбро. Остаточная, наиболее легкая и светлая магма застывает последней в кровле батолита, состоит из смеси щелочных полевых шпатов, пироксенов (или роговой обманки и биотита) и кварца и представляет магму гранитного типа.

В то же время опустившиеся вниз кристаллы железо-магнезиальных силикатов (оливина, магнезиального авгита и др.) нередко снова расплавляются и обогащают окислами железа и магния более глубокие части магматического очага.

При полной кристаллизации должны получиться две горные породы с различным составом и постепенными переходами между ними, что наблюдается в ряде магматических бассейнов, где диференцировалась габбро-перидотитовая магма, например на Урале.

При повторной кристаллизации и диференциации получаются магмы мономинеральные (состоящие почти исключительно из одного минерала) — дуниты, лабрадориты и др. Продолжающаяся кристаллизация и диференциация приводят к образованию таких горных породкак габбро, сиениты и др., с более разнообразным минералогическим составом. Конечным продуктом диференциации является гранитная магма, что служит одной из причин широкого распространения гранитов на земной поверхности и преобладания их над другими горными породами.

Очень важную роль в процессах диференциации магмы играют также *газы-минерализаторы*, которые концентрируются в жидких остатках магмы, все более и более кислых, обогащенных соединениями щелочных металлов и глиноземом. Газы-минерализаторы — пары перегретой воды, НГ, НСІ, летучие соединения Р, S, В и С — образуют легкоподвижные соединения с минеральными составными частями магмы и облегчают их передвижение к кровле батолита.

Самую важную роль играют газы-минерализаторы при образовании гранитов, нефелиновых сиенитов и в особенности пегматитов.

Важное значение имеет также ассимиляция, т. е. вплавление тех горных пород, с которыми соприкасается раскаленная магма. Благодаря ассимиляции изменяется состав самой магмы и наблюдается приток в одних случаях темных составных частей, в других — светлых и нарушается временное равновесие, установившееся в ней.

Дэли и некоторые другие петрографы объясняют образование щелочных магм вплавлением известняков, которые находятся на контакте с матмой и обогащают ее кальцием. Магма делается более щелочной и одновременно более бедной SiO_2 . В результате возникающих химических процессов в остающейся магме вместо полевых шпатов кристаллизуются нефелин и другие их заместители, например лейцит.

Процессы, связанные с затвердеванием батолита, с прорывом магмы в верхние части земной коры и излиянием ее на поверхность земли, схематически изображены на рис. 108. Подписи под рисунком поясняют взаимоотношения между магмой и окружающими породами.

Распространение различных типов массивных горных пород ¹

Американский петрограф Дэли на основании допущения, чточисла относительных количеств различных типов массивно-кристаллических пород Европы и Северной Америки (местностей, наилучше изученных в петрографическом и геологическом отношении) сохраняют свою силу для всей поверхности земного шара, произвел приблизительные подсчеты данных для отдельных групп и типов массивных горных пород и пришел к следующим выводам:

- 1. Самыми распространенными глубинными (интрузивными) породами являются *граниты* и *гранодиориты*, которые покрывают в двадцать раз большую площадь, чем все остальные глубинные породы, вместе взятые.
- 2. Среди видимых излившихся пород базальты занимают в пятьраз больший объем, чем все остальные излившиеся породы, вместе

¹ По В. Лодочникову «Краткая петрология без микроскопа».

взятые, а *базальты* и *пироксеновые андезиты* по меньшей мере в пятьдесят раз больший объем.

3. Объем всех вместе взятых *щелочных* пород составляет, вероятно, менее одного процента от всей суммы изверженных пород. Отсюда понятно, что средний состав всех изверженных пород весьма близок, как указывали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Дэли, к средней величине из состава гранита и базальта.

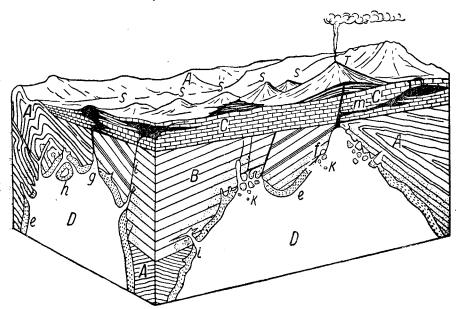


Рис. 108. Схема процессов, связанных с прорывом магмы в верхние зоны земной коры. (По Е. В. Милановскому).

A, B и C—три свиты осадочных отложений, образующие кровлю батолита; D—батолит, состоящий из еще не остывшей расплавленной магмы. На границе с батолитом осадочные породы частью сплавлены (e), частью глубоко изменены (метаморфизованы) на некотором расстоянии от границы (f). Отдельные глыбы осадочных пород (h, k) погружаются в магму батолита и постепенно расплавляются в ней, образуя так называемые ксенолиты. По трещинам в осадочных породах (g, i) магма проникает по направлению к земной поверхности, образуя жилы, лакколиты (чечевицеобразные залежи, расщепляющие пласты толщи C, показаны на рисунке черным) и вулканы (действующий—C и несколько потухших C).

осадочные горные породы

Происхождение осадочных горных пород и их классификация

Осадочные горные породы представляют продукты механического или химического разрушения существовавших раньше массивно-кристаллических, осадочных или метаморфических горных пород, отложившиеся в водных бассейнах или на поверхности суши; реже осадочные горные породы образуются в результате жизнедеятельности организмов.

В зависимости от способа образования их в природе осадочные горные породы делятся на:

1) механические осадки, представляющие собою продукты механического выветривания различных горных пород;

- 2) химические осадки, образовавшиеся при кристаллизации различных веществ, из растворов в водных бассейнах;
- 3) *органогенные породы*, являющиеся продуктами жизнедеятельности организмов животных или растений.

Описание осадочных горных пород Механические осадки

Выходящие на поверхность земли горные породы под действием сил природы — колебаний температуры, природной воды, ветра, а также и деятельности растений и животных - постепенно разрушаются и распадаются на кучи обломков и щебня. Одновременно с разрушением механическим идет и химическое выветривание, причем главным деятелем является природная вода, содержащая углекислый газ и кислород, которая выщелачивает растворимые вещества и уносит их с собою, благодаря чему по составу разрушенная порода сильно отличается от породы первоначальной ¹. Нерастворимые продукты разрушения переносятся текучей водой, сортируются по крупности зерен и по удельному весу и отлагаются, по большей части в виде слоев, на дне рек и ручьев или в морях и озерах. На вершинах гор и в полярных районах работу переноса разрушенных пород выполняют ледники, а в степях и пустынях — ветер. Таким образом получаются породы, носящие название механических осадков или обломочных пород.

Крупные остроугольные обломки и осколки, образующиеся в результате механического разрушения горных пород, называют *щебнем*. В высокогорных областях, где механическое выветривание особенно сильно, щебень образует кучи осыпей у подножия горных склонов.

Если обломки горных пород переносятся водою реки или подвертаются действию прибоя, что всегда бывает у крутых берегов моря, они окатываются при трении друг о друга, острые углы их сглаживаются и получаются округленные обломки различной формы, называемые галькой или гравием, в зависимости от их величины.

Галька представляет более крупные обломки размером от 10 мм до 10 см, а гравий имеет размеры от 2 до 10 мм.

Обломочную породу, состоящую из зерен величиною менее 2 мм, называют песком.

Галька, гравий или щебень нередко бывают цементированы каким-либо веществом — чаще всего известковым, кремнистым или глинистым, — и получается более или менее плотная порода, называемая конгломератом, если она состоит из гальки и гравия (рис. 109), или брекчией, если она образована цементированными остроугольными кусками щебня (рис. 110).

Размеры и состав обломков и гальки, слагающих такие породы, бывают очень различны; таким же разнообразием отличаются и цементирующие вещества.

м Пески. Песок состоит главным образом из зерен кварца, к которому примешаны обычно в очень незначительном количестве зерна

¹ Процессы химического выветривания подробнее разобраны на стр. 44.

¹¹ Зак. 883. — Краткий курс минералогии

полевого шпата, магнетита, граната, циркона и других минералов, обладающих достаточной твердостью и химической устойчивостью.

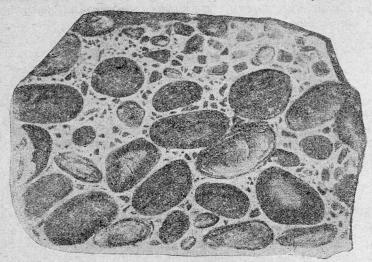


Рис. 109. Конгломерат.

Пески, образовавшиеся в морях, состоят главным образом из хорошо отсортированных зерен кварца и обычно залегают правильными, ровными слоями, чем заметно отличаются от песков с косой

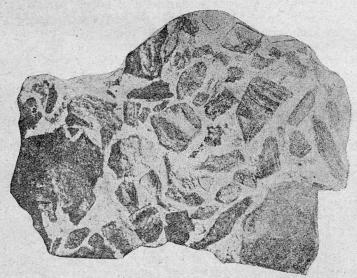


Рис. 110. Брекчия.

и неправильной слоистостью, образовавшихся в реках или пустынях. В зависимости от примесей цвет песков меняется: от примеси окислов железа пески приобретают желтую или ржаво-бурую окра-162 ску, углистые частицы сообщают им серый или черноватый цвет, и, наконец, пески, образовавшиеся на дне морей, нередко окрашены в серовато-зеленый цвет, зависящий от примеси минерала глауконита ¹, и называются глауконитовыми песками.

Если пески образуются от разрушения пород, содержавших устойчивые минералы, например самородное золото, платину, оловянный камень, вольфрамит, корунд, эти минералы собираются в песках и образуют вторичные месторождения указанных минералов или россыпи, залегающие в руслах рек и речек. При этом, благодаря тому, что большинство составных частей первоначально породы — полевые шпаты, роговая обманка, слюды и другие неустойчивые минералы — при выветривании разрушаются химически и уносятся текучей водой как в растворенном, так и во взвешенном виде, россыпи всегда богаче указанными выше ценными минералами, чем коренные месторождения, и для многих из них, в оссбенности, золота, платины, оловянного камня, имеют огромное практическое значение, превосходящее часто значение коренных месторождений.

Форма зерен песка бывает очень различна, в зависимости от степени окатывания, а размеры зерен колеблются от 0.25^2 д) 2 мм. Наибольшей чистотой и однородностью отличаются морские пески и песок пустынь (эолового происхождения). Пески широко применяются в различных отраслях промышленности, в особенности в стекольном производстве, в металлургии, цементной и гончарной промышленности и для различных строительных целей. Наибольшая чистота и однородность требуется от песков, идущих для изготовления стекла. Они целиком должны состоять из кварца и не содержать вредных примесей; кроме того, желательно, чтобы зерна песка имели определенные размеры и форму. Особенно вредной примесью является окись железа (Fe_2O_3) , содержание которой для лучших сортов стекла допускается не более 0.05%, а для бутылочного стекла 0.5—0.65%.

Месторождения песков различных сортов в СССР чрезвычайно многочисленны, но еще недостаточно изучены. В дореволюционное время специальные сорта песка, месторождения которого в дальнейшем были найдены во многих местах СССР, в значительном количестве привозились из-за границы. Так, в 1913 г. было ввезено около 3 500 вагонов песка на сумму 183 679 руб. золотом 3.

Этот факт наглядно показывает, как мало были изучены наши минеральносырьевые ресурсы до революции и какое экономическое значение может иметь такая всем известная и повсюду распространенная осадочная порода, как песок.

Песчаники. При просачивании через песок различных минеральных растворов его зерна скрепляются вместе и получается цементированная порода, называемая песчаником. В зависимости от состава цемента различают песчаники кварцевые, известковые, кремнистые, глинистые, железистые и т. д. В мекоторых песчаниках зерна песка

163

¹ Глауконит — водный силикат железа и глинозема с примесью калия.

Зерна размером меньше 0,25 жж обычно называют пылью.
 Проф. Е. В. Милановский. Горные породы. Изд. 4-е.

сцементированы настолько слабо, что он легко раздавливается руками, другие же песчаники по прочности почти не уступают плотным массивно-кристаллическим породам и представляют прекрасный строительный материал. Самыми прочными считаются песчаники с кварцевым цементом (рис. 111). Если цемент заполняет полностью промежутки между зернами песка и порода имеет сплошной сливной вид, ее называют кварцитом. Большинство кварцитов относится к породам метаморфическим, которые будут рассмотрены ниже.

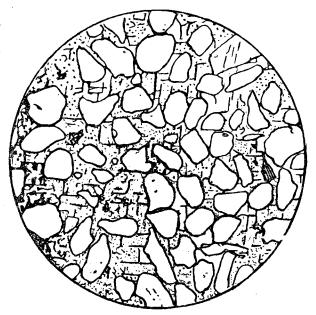


Рис. 111. Песчаник с кварцевым цементом под микроскопом.

Плотные песчаники разных типов, по преимуществу кварцевые, применяются как для построек, так и для изготовления жерновов, точильных камней и плит для тротуаров. Месторождения песчаников встречаются в СССР в целом ряде районов и обычно разрабатываются для местного строительства. Отметим несколько наиболее известных месторождений.

Довольно плотные кварцевые песчаники разрабатывались раньше в ближайших окрестностях Москвы (близ с. Татарово, Лыткарино и др.) и применялись для облицовки набережных Москвы-реки, изготовления плит для тротуаров и для строительных целей. На юге Донецкого бассейна близ ст. Амвросиевка эксплоатируются месторождения плотного песчаника, называемого кварцитом. Кроме того, кварцевые песчаники разрабатываются для местных нужд во многих местах Поволжья, например в б. Ульяновском, Саратовском, Камышинском и других округах. Песчаники с глинистым цементом добываются на черноморском побережье Кавказа (туапсинский песчаник), а также в Херсонском районе на Украине и в других местах.

√ Глины. Самыми распространенными продуктами выветривания массивных горных пород являются *глины*. Они образуются при хи-

мическом выветривании полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, нефелина, слюд и большинства других породообразующих минералов, кроме кварца.

В состав глин, кроме каолина $H_4Al_2Si_2O_9$, входят водные и безводные окислы железа, мельчайшие чешуйки слюды и полевых шпатов, утлекислый кальций и ряд сложных силикатов в небольшом количестве. Глины образуются из того тонкоотмученного, взвешенного в воде материала, который уносится текучей водою, попадает в ручьи, реки и моря и постепенно оседает, образуя ил.

В сухом состоянии глина землиста, прилипает к языку, и если подышать на нее, издает своеобразный запах— «пахнет печкой». Во влажном состоянии глины жадно впитывают воду, разбухают и дают пластичную массу, не пропускающую воды, благодаря чему они очень часто служат водоупорным горизонтом для грунтовых и межпластовых вол.

Глинистые породы разделяются на две группы: каолин и глины.

 $Kaoлин\ H_4Al_2Si_2O_9$ представляет жирный наощупь землистый минерал чистого белого цвета и образуется главным образом при химическом выветривании полевых шпатов. Массы каолина, образовавшиеся на месте выветривания полевошпатовых пород, называются первичными каолинами. Они встречаются сравнительно редко, благодаря тому, что каолин легко размывается, уносится текучей водой во взвешенном состоянии и отлагается снова в замкнутых водных бассейнах в виде вторичного каолина, отличающегося особенной чистотой.

Каолин (иначе называемый форфоровой глиной) является основным сырьем для изготовления лучших сортов фарфоровых и фаянсовых изделий и, кроме того, широко применяется в писчебумажной промышленности. В СССР важнейшие промышленные залежи каолина находятся на Украине, главным образом вдоль линии железной дороги Сталино — Пологи. Необходимо отметить месторождения каолина в Киевской области (Глуховцы, Турбов) и близ Бердянска (Просяная).

Глины в отличие от каолина обладают меньшей чистотой и однородностью и разделяются на жирные и тощие глины. Окраска глиночень разнообразна и зависит от содержащихся в них, иногда очень многочисленных, примесей.

Жирные (огнеупорные) глины окрашены часто в серый, зеленовато-серый, иногда почти белый цвет, жирны наощупь и отличаются стойкостью при высоких температурах. Они в значительной части состоят из каолина, содержание которого в них колеблется обычно от 40 до 70%, и широко применяются как в фарфоро-фаянсовой промышленности, так и для изготовления огнеупорного кирпича, шамота и других изделий.

Огнеупорные глины разрабатываются в целом ряде районов СССР. Отметим месторождения их в окрестностях ст. Латная близ Воронежа, Часов-Яр (Украина), Гжель (Московская область), Боровичи (в Ленинградской области) и ряд других месторождений.

Тощие глины менее жирны наощуль и отличаются от предыдущих видов глинистых пород значительным содержанием щелочей и гораздоменьшим содержанием глинозема и воды. Они состоят тлавным образом не из каолина, а из мельчайших частиц массивных горных пород, в особенности полевых шпатов. Они широко распространены и окра-

шены в различные цвета благодаря примесям. Примесь водных окислов железа придает глине желто-бурый или красно-бурый цвет и значительно понижает температуру ее плавления. Часто наблюдаются примеси более крупных зерен кварца, слюды и полевого шпата.

Месторождения тощих глин разбросаны по всему пространству СССР и широко разрабатываются для нужд кирпичного, гончарного, черепичного и других производств.

Из специальных сортов глин отметим сукновальные глины, которые непластичны и, впитывая воду, нередко рассыпаются в порошок. Они хорошо поглощают различные жиры и масла и применяются для очистки шерсти и сукон. К тому же типу глин относятся так называемые флоридиновые глины, применяемые для очистки и осветления нефтепродуктов. Месторождечия этих глин (гумбрина) разрабатываются в Грузии, около дер. Гумбри близ Кутаиса.

Если глина содержит песок в большем или меньшем количестве, она называется суглинком. Суглинок груб наощупь и окрашен обычно в светлобурый или желтый цвет. В Европейской части РСФСР особенно распространен суглинок ледникового происхождения, входящий в состав моренных отложений древнего ледника, покрывавшего значительную часть Восточной Европы во время ледникового периода. Он оказывается валуным суглинком, лишен слоистости и заключает обломки кремня и крупные окатанные валуны, принесенные ледником с Кольского и Скандинавского полуостровов.

Лёсс. К группе глинистых пород относится также лёсс — широко распространенная на юге Украины и в особенности в Средней Азии неслоистая порода светложелтого цвета. Лёсс представляет очень нежную наощупь породу, которая легко растирается между пальцами в пыль и состоит из смеси мельчайших зернышек кварца и глинистых частиц, с примесью до 30% углекислой извести, которая местами образует конкреции своеобразной формы обычно белого цвета. Лёсс образовался благодаря накоплению мелкого материала, приносимого ветром, и обладает очень характерной для него вертикальной слоистостью; благодаря этому в нем нередко образуются овраги и ущелья с отвесными стенами.

Благодаря большому содержанию солей лёссовая почва отличается плодородием и дает большие урожаи культурных растений, в особенности при искусственном орошении, как например в Средней Азии.

• Мергель. Близок к лёссу; по составу мергель — известково-глинистая порода, содержащая то больше глины (глинистые мергеля), то извести (известковые мергеля). Многие мергеля отличаются яркой пестрой окраской, розовато-бурой, желтой, зеленоватой, зависящей главным образом от примеси различных соединений железа. Такие мергеля встречаются в Поволжье (Горьковский край), в Заволжье и Приуралье.

Многие мергеля представляют собою морские осадки, образовавшиеся при отложении из морской воды глинистого ила вместе с известковым материалом, другие отложились в озерах и содержат остатки и отпечатки пресноводных животных и растений.

Мергеля часто применяются для производства цемента, причем некоторые сорта после обжига и размола дают хороший цемент без каких бы то ни было добавочных примесей.

В особенности славится в этом отношении плотный мергель (трескун) Мархотского хребта на черноморском побережье Кавказа, залегающий мощной толщей на протяжении нескольких десятков километров между Новороссийском и Геленджиком и служащий основным сырьем для крупных цементных заводов Новороссийска.

Глинистые сланцы. Если глины подвергаются давлению вышележащих пластов осадочных пород или сдавливанию при процессах горообразования, они уплотняются и получают способность раскалываться на тонкие пластинки — делаются сланцеватыми. Самые твердые и плотные разновидности сланцеватых глин называют глинистыми сланцами. Они состоят из глинистых частиц с примесью кварцевой пыли, а иногда также чешуек серицита и хлорита, тонкосланцеваты и обычно имеют темную окраску. Цвет их зависит от минеральных примесей: углистые частицы дают темносерую или черную окраску, окись железа — красноватые тона, а примесь хлорита сообщает им зеленоватую окраску.

Глинистые сланцы отличаются от глин значительно большей твердостью и не размокают от воды. При ударе молотком они раскалываются на пластинки по сланцеватости, причем поверхность раскола обычно матовая или же имеет слабый шелковистый блеск, если в состав сланцев входит серицит или хлорит.

Глинистые сланцы различных типов в большом количестве встречаются на Кавказе, на Урале и в других горных районах, а также в окрестностях Кривого Рога на Украине, по преимуществу среди древних осадочных пород, подвергшихся сильному сдавливанию при горообразовании. Самые крупные и наилучше изученные месторождения глинистых сланцев находятся у ст. Ларс на Военно-Грузинской дороге и близ Красной Поляны на Кавказе, в Кривом Роге и на Урале (Атлянское месторождение).

Глинистые сланцы применяются как кровельный материал, а тон-кослоистые плотные сланцы темного цвета — для грифельных досок.

Применение сланцев как кровельного материала имеет большое будущее, так как они имеют ряд преимуществ, по сравнению даже с кровельным железом. Сланцы огнестойки, не требуют окраски, не ноддаются атмосферным влияниям и благодаря этому представляют вечный кровельный материал, отличающийся к тому же дешевизной.

Химические осадки

Химические осадки образуются в замкнутых бассейнах — мелководных морских заливах и соляных озерах, в которых благодаря сильному испарению воды под лучами солнца получается насыщенный раствор и происходит кристаллизация солей.

Из химических остатков самыми важными являются каменная соль, калийные соли, ангидрит и гипс. Все они имеют определенный химический состав, представляют породы мономинеральные (состоящие из

¹ В Англии на одном старинном здании в Стретфорде сланцевая крыша существует уже около 1 200 лет и вполне хорошо сохранилась.

одного минерала), почему и разобраны были в отделе «Описание минералов». Здесь дается только краткое описание химических осадков главным образом с петрографической стороны.

Каменная соль. Бесцветная, ясновернистая, иногда крупнокристаллическая или же слоистая. Благодаря загрязнению глиной иногда имеет сероватый или буроватый цвет. Присутствие незначительных количеств хлористого магния MgCl₂ придает соли слабый горьковатый вкус и делает ее гигроскопичной. Каменная соль по большей части залегает в виде линзовидных залежей, куполов и штоков, иногда громадной мощности. Нередко наблюдается чередование пластов каменной соли с гипсом CaSO₄. 2H₂O и ангидритом CaSO₄, причем в этих слоях каменная соль отличается своей чистотой.

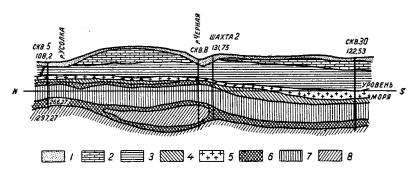


Рис. 112. Разрез части Соликамского калийного месторождения.

1—наносы; 2—известково-мергелистая толща; 3—глинисто-мергелистая толща; 4—покровная соль; 5—гипсоносная толща; 6—сильвинитовая зона; 7—карналлитовая зона; 8—нижняя каменная соль.

Размеры отдельных месторождений каменной соли иногда очень велики. При бурении в Донецком бассейне пласты каменной соли были прослежены на расстоянии свыше 60 км, между Артемовском (б. Бахмут) и Славянском, и, кроме того, обнаружены близ г. Ромны на расстоянии около 300 км от Славянска, что указывает на обширность залежей каменной соли на Украине. Соль залегает здесь в виде куполов, что считается признаком, указывающим на присутствие нефти на больших глубинах.

Месторождения каменной соли очень разнообразны и известны среди отложений разных геологических периодов. Крупные месторождения каменной соли на Украине, описанные выше, а также и Соликамские месторождения на Урале относятся к пермскому периоду.

Карналлит и сильвин. В некоторых месторождениях вместе с каменной солью встречаются пласты калийно-магнезиальных солей, главным образом карналлита КСІ · MgCI₂ · 6H₂O и сильвина КСІ. По внешнему виду калийно-магнезиальные соли похожи на каменную соль и отличаются только молочно-белой (сильвин) или красноватой окраской (карналлит). По вкусу они отличаются от каменной соли тем, что калийные соли — вяжущие, слегка жгучие, а магнезиальные — горькие. Примеси их к каменной соли придают и ей такой же привкус, а примесь магнезиальных солей, кроме того, — способность расплываться и делаться гигроскопичной.

Крупнейшее в мире месторождение калийно-матнезиальных солей находится в Соликамске на Урале (рис. 112). При разведке этого месторождения на глубине от 88 до 260 м от поверхности земли была встречена сначала покровная каменная соль мощностью до 70 м, затем зона с преобладанием карналлита мощностью до 100 м, далее сильвинитовая зона (с преобладанием сильвина КСІ) до 83 м мощностью и, наконец, нижний, подстилающий пласт каменной соли мощностью до 283 м.

Чистые калийные соли залегают на глубине от 140 до 310 \emph{m} от поверхности земли. Месторождение разрабатывается двумя рудниками, причем запасы его, в пересчете на окись калия (K_2O) превышают 6 млрд. \emph{t} .

Второе место по запасам калийных солей занимает знаменитое Стассфуртское месторождение близ Магдебурга в Германии, запасы

которого исчисляются в 2 млрд. т окиси калия.

Образование подобных месторождений обусловливается существованием в прежние геологические периоды обособленных бассейнов, в которых происходила в течение долгого времени кристаллизация солей. При этом обычно в первую очередь выделяется наименее растворимый $runc\ CaSO_4 \cdot 2H_2O$, при большем давлении и при более высокой температуре — $ahruдрит\ CaSO_4$, а затем присутствующий в наибольшем количестве NaCl в виде $kamehho \ddot{u}$ соли. Если в этот бассейн получит доступ морская вода извне, поверх слоя каменной соли выделяется новый пласт гипса или ангидрита, затем снова пласт каменной соли. Если же нового притока морской воды не будет, после каменной соли начинают кристаллизоваться различные калийно-магнезиальные соли.

Кроме Соликамского месторождения, в СССР за последнее время открыты крупные месторождения калийных солей с характерной красноватой окраской в Средней Азии, недалеко от Термеза.

Гипс CaSO₄ · 2H₂O. Как упомянуто выше, в замкнутых бассейнах при выделении солей из насыщенного рассола первыми выделяются гипс и антидрит. Гипс бывает то крупнокристаллический, то мелкозернистый и даже плотный. Окраска его белая, но благодаря примесям он нередко окрашен в буровато-серый, красноватый и серый цвет. Белая просвечивающая мелкозернистая или плотная разновидность гипса называется алебастром.

Гипс образует залежи, линзы и штоковидные массы, обычно сопровождаемые глинами, мергелями, каменной солью и ангидритом.

Крупнейшие месторождения гипса в СССР находятся по берегам Северной Двины и ее притоков. Кроме того, гипс добывается в Поволжье (Татреспублика, Горьковский край, Средневолжский край) и на Украине, в Артемовском округе.

Ангидрит CaSO₄. Порода плотной, реже крупнозернистой структуры, обычно белого цвета, иногда окрашенная в буровато-серый, синевато-серый и красноватый цвет. Ангидрит обычно содержит небольшие количества каменной соли, имеет солоноватый вкус и выделяется из растворов как химический осадок обычно при большем давлении и более высокой температуре, чем гипс. Залегает ангидрит пластами, нередко вместе с каменной солью. При действии воды ангидрит переходит в гипс, причем объем получающейся породы увеличивается на

0,2, следствием чего являются нередко складки и нарушение напластований, иногда довольно крупного масштаба.

В СССР ангидрит встречается на Урале близ Кунгура, на Украине (Артемовск) и в Поволжье (Куйбышевский край).

Органогенные породы

Породы органогенные образовались главным образом из продуктов жизнедеятельности организмов и разделяются на породы *растительного* и *животного* происхождения.

Важнейшие породы растительного происхождения — ископаемые угли — подробно рассмотрены в отделе «Описание минералов», где дается также описание нефти, происхождение которой до настоящего времени не выяснено с точностью, хотя большинство авторов является сторонниками органического происхождения нефти.

Кроме того, к породам по преимуществу растительного происхождения относятся *горючие сланцы*, описание которых дается ниже.

Основным материалом, из которого образовались горные породы животного происхождения, являются раковины, оболочки или наружные скелеты морских, реже пресноводных, обычно мелких животных, постепенно накоплявшиеся на дне морей и озер и нередко сильно измеченные и уплотненные.

Важнейшими породами животного происхождения являются известняки различного типа, мел, доломит и трепел, а вторичными продуктами их видоизменения — известковые натеки и туфы, а также опоки.

У Известняк. Наиболее распространенная порода органического происхождения. Он образовался из скоплений раковин моллюсков, обломков скелетов и оболочек инфузорий и других мелких морских животных или построек коралловых полипов, обычно сильно измененных процессами диагенеза и превращенных в плотную, иногда мелкозернистую породу, состоящую главным образом из углекислого кальция с небольшими примесями кремнезема, тлинозема и углекислого магния. Процессы диагенеза, о которых упомянуто выше, состоят в данном случае в уплотнении первоначально образовавшегося осадка, цементации его, частичном растворении и перемещении отдельных составных частей, благодаря чему такая порода нередко сильно отличается от первоначального материала.

Окраска известняков — беловатая, желтоватая, сероватая, иногда красноватая. В присутствии большого количества органических веществ известняки приобретают бурую и даже черную окраску. В некоторых известняках сохраняются органические остатки, указывающие на их происхождение. В зависимости от того, какие остатки преобладают, различают раковинный известняк (ракушечник) (рис. 113), состоящий по преимуществу из известковых раковин моллюсков, иногда хорошо сохранившихся, далее коралловый изестняк, образовавшийся из построек кораллов, фузулиновые и нуммулитовые известняки, состоящие из крупных раковин корненожек фузулин, напоминающих по форме и величине ржаные зерна, или нуммулитов (рис. 114), похожих на мелкие кружочки или монеты.

Фузулиновые и нуммулитовые, а также коралловые известняки залегают мощными пластами в средней части Подмосковного каменно-170

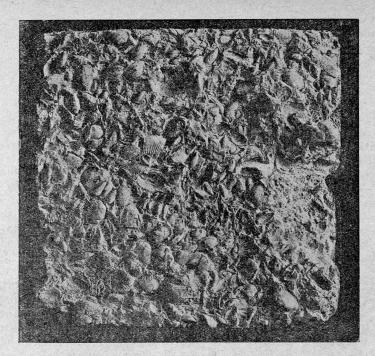


Рис. 113. Известняк-ракушечник.

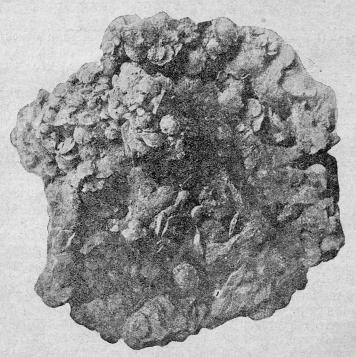


Рис. 114. Нуммулитовый известняк.

угольного бассейна, встречаются в Жигулевских горах на Волге и образовались в каменноугольный период.

Раковинные известняки разных типов широко распространены на побережье Каспийского, Азовского и Черного морей и во многих местах разрабатываются как ценный строительный материал, например в окрестностях Керчи, Феодосии и Одессы.

Кроме описанных выше видов известняков, встречаются породы этого типа, образовавшиеся из известковых скелетов других морских животных — мшанок, морских лилий и т. д., а также так называемые оолитовые известняки, состоящие главным образом из шариков углекислой извести, — оолитов, соединенных цементом различного состава — чаще известковым, иногда глинистым. Размеры оолитов колеблются от величины просяного зерна до размеров горошины.

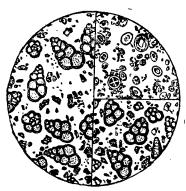


Рис. 115. Порошок мела под микроскопом.

Образование минералов оолитового строения рассмотрено было в отделе «Общие свойства минералов».

В известняках, измененных процессами диагенеза, часто нельзя подметить следов животного или растительного происхождения. Такие плотные известняки встречаются чаще всего; под микроскопом они оказызаются состоящими из мельчайших зернышек углекислого кальция.

Известняки применяются прежде всего как строительный матегиал, кроме того, как основное сырье для производства извести и цемента, как флюс в металлургии, а также для «известкования» почвы, что часто за-

метно повышает ее плодородие.

Мел. К органогенным известковым породам, образовавшимся путем осаждения на дне морей, принадлежит также всем известный мел— землистая порода, обычно белая, реже сероватая, желтоватая или зеленоватая, состоящая главным образом из мельчайших известковых раковинок корненожек — фораминифер — с примесью обломков раковин мелких моллюсков, известковых скелетов микроскопических водорослей и зернышек извести (рис. 115).

Кроме того, в состав мела входят глинистые частицы, при большом количестве которых порода носит название меловой мергель.

Мел и меловой мергель особенно часто встречаются среди отложений мелового периода, в СССР распространены в особенности на Украине (Харыковская, Черниговская, Киевская и др. области), а также в окрестностях Вольска, в Среднем Поволжье, где мел применяется для производства цемента. Молотый мел употребляется в малярном деле для побелки стен, а отмученный мел — в резиновой и бумажной промышленности.

Доломит. Известняки часто содержат примесь углекислого магния. Если примесь этого соединения велика, порода называется доломитом.

Доломит имеет состав $CaMg(CO_3)_2$, но обычно содер:кит больше углекислого кальция, чем требуется по этой формуле.

Структура доломита зернистая до плотной, по внешнему виду и окраске доломит очень похож на известняк, но обычно тверже и прочнее его.

Отличить известняк от доломита можно, если калнуть на него разбавленной соляной кислотой: на известняке калля вскипает (благодаря выделению углекислого газа), на поверхности доломита такого вскипания не наблюдается.

Происхождение доломитов объясняется различно. Громадное большинство доломитов образовалось из известняков на дне морей при постепенном обогащении породы углекислым магнием, который замещал кальций. Некоторая часть доломитов образовалась путем непосредственного осаждения в

оильно засоленных изолированных бассейнах, содержащих растворенные соли магния.

В СССР доломиты широко распространены на Урале, в Поволжье (близ Казани и в Жигулевских горах), в Крыму, на Северном Кавказе (в районе Кисловодска) и в других местах.

Доломит применяется как строительный материал и сырье для производства некоторых сортов цемента и в особенности как огнеупорный материал в металлургии.

Трєпел (диатомит). Как упомянуто выше, мел состоит из мельчайших известковых раковинок корненожек-фораминифер, на-

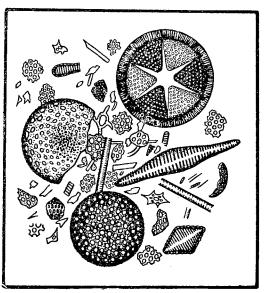


Рис. 116. Трепел под микроскопом.

коплявшихся на дне морей главным образом в меловой период. По происхождению, структуре и по внешнему виду с ним сходен трепел, или диатомит (рис. 116), состоящий изкремневых (в отличие от мела) скорлупок диатомовых водорослей — мельчайших организмов, живущих в морях. Трепел представляет очень мягкую пористую, весьма тонкозернистую и нежную наощупь породу белого или желтовато-серого цвета, легко растирающуюся между пальцами в тонкий порошок. По внешнему виду трепел очень похож на мел. Он залегает слоями среди осадочных пород по преимуществу третичного и послетретичного возраста. В СССР месторождения трепела хорошего качества имеются в Среднем Поволжье — близ Сызрани у Сенгилея, в Московской области — близ г. Жиздры, в Грузии — близ Ахалцыха и в других местах.

Трепел состоит главным образом из кремнезема, благодаря чему отличается большой огнеупорностью и кислотоупорностью, а по структуре представляет тонкопористый мелкозернистый материал, состоящий из мельчайших частиц с большой твердостью (тв. 7 по Моосу).

Благодаря своим свойствам трепел широко применяется в различных отраслях промышленности. Из него приготовляют динамит (динамит-трепел, пропитанный нитроглицерином), употребляют для фильтрования кислот, для термоизоляции и для полировки металлических изделий. В строительной промышленности трепел нашел себе широкое применение для изготовления очень легкого и прочного кирпича и как добавочная составная часть при производстве высших сортов цемента.

Если частицы трепела сцементированы кремнистым веществом, получающаяся порода называется *опокой*.

Опока. Довольно твердая легкая порода, похожая по виду на мергель, но отличающаяся от него тем, что не вскипает от соляной кислоты, так как не содержит извести. Опоки легко выветриваются и превращаются в мелкий остроугольный щебень. В СССР они встречаются на юге Европейской части СССР, в Поволжье и в особенности на восточном склоне Урала, где они образуют пласты в несколько десятков метров мощности.

Кремнистые туфы. К кремнистым породам органического происхождения, в образовании которых играют важную роль некоторые виды пресноводных водорослей, можно отнести *кремнистые туфы*, образующиеся в виде натеков и налетов, иногда гроздевидных или почковидных, из воды торячих источников, содержащих кремнезем в растворенном состоянии. Кремнистые туфы обычно белого цвета, но иногда благодаря примесям, в особенности окислов железа, имеют желтоватую, буроватую или пеструю окраску.

√ Горючие или битуминозные сланцы также относятся к горным породам морского происхождения, связанным по своему образованию с организмами. Они представляют собой глинистую породу, обычно окрашенную в темный цвет, расщепляющуюся на тонкие пластинки и пропитанную горючим веществом. Многие сланцы легко загораются от спички и горят ярким коптящим пламенем.

Горючие сланцы образовались на дне морских заливов благодаря одновременному отложению глинистых частиц и тонкого органического ила, состоящего из мельчайших водорослей и других живых существ, который подвергался разложению под водою без доступа воздуха и постепенно превратился в темное горючее вещество, пропитывающее эти породы. По своему происхождению горючие сланцы имеют много общего с сапропелевыми углями, о которых упомянуто в отделе «Описание минералов».

В СССР крупные месторождения горючих сланцев разрабатываются в целом ряде районов как местное ископаемое горючее и как ценное сырье для химической промышленности.

При нагревании горючих сланцев в специальных перегонных аппаратах из них добывают подобное нефти вещество, известное под названием сланцевой смолы или сланцевого масла. Из него получают парафин, смазочные масла, керосин, бензин, ихтиол и другие продукты.

Важнейшие месторождения горючих сланцев разрабатываются в СССР в Среднем Поволжье — на правом берегу Волги близ Ульяновска (ундорские сланцы), около Сызрани (кашпирские сланцы), а также в Заволжье — в районе Общего Сырта.

Желтоватые известковистые горючие сланцы добываются в Веймарнских и Гдовских рудниках в Ленинградской области. Кроме того, горючие сланцы известны в Печорском крае по р. Ухте, в Башкирии, Чувашской республике и в других районах.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Условия образования метаморфических горных пород и их классификация

Метаморфические горные породы в большинстве случаев представляют глубоко преобразованные, первично-осадочные или изверженные горные породы, в которых подверглись глубокому изменению не только минералогический состав и структура, но иногда и химический состав первоначальных пород. При этом нужно заметить, что часто наблюдаются постепенные переходы между породами метаморфизованными и теми материнскими породами, из которых они образовались.

Так, плотные известняки часто связаны переходами с мраморами, граниты— с гнейсами, породы группы габбро— с образовавшимися из них амфиболитами и т. д.

К метаморфическим горным породам относятся преже всего кристаллические сланцы разных типов — хлоритовые, слюдяные, тальковые, далее гнейсы и амфиболиты. К ним же можно отнести змеевики, мраморы, кварциты и роговики.

Виды метаморфизма

Горные породы сохраняют свой первоначальный характер, пока внешние условия, при которых они образовались, главным образом температура и давление, остаются прежними. При изменении внешних условий порода начинает приспособляться к новой обстановке — происходит изменение ее структуры, сопровождающееся обычно переменами в ее минералогическом составе вследствие образования новых минералов, более устойчивых при изменившихся внешних условиях, а иногда и изменение химического состава, если в породу внедряются новые вещества в растворенном или расплавленном состоянии или же в виде газов.

Главными причинами преобразования горных пород являются: 1) высожая температура, 2) высожое давление, 3) влияние раскаленных газов и других веществ, выделяющихся из магмы, 4) действие проникающих в породу водных растворов.

Обычно эти преобразования, в особенности процессы динамометаморфизма и образования горных складок, при которых породы подвергаются влиянию высокого давления, а также интрузия магмы, происходили в течение сравнительно коротких промежутков времени, когда и произошло метаморфическое изменение породы и образования в ней новых минералов.

В зависимости от того, какой из четырех упомянутых агентов играл наибольшую роль, различают следующие виды метаморфизма:

1. Термальный метаморфизм (пирометаморфизм) — обусловлен исключительно высокой температурой на непосредственных контактах с магмой, без участия минерализаторов.

- 2. Контактовый метаморфизм наблюдается на контакте с большинством изверженных горных пород и обусловлен как изменением соприкасающихся пород под влиянием высокой температуры расплавленной магмы (термальный метаморфизм), так и действием летучих и растворенных в горячих ювенильных водах минерализаторов. В результате подвергшиеся контактовому метаморфизму породы претерпевают существенное химическое и минералогическое изменение и превращаются в так называемые контактовые роговики и скарны.
- 3. Гидатометаморфизм явление, обусловленное действием водных растворов, изменяющих как химический состав породы, так и ее физические свойства. Примером гидатометаморфизма могут служить явления диагенеза, состоящие в изменении первоначальных пород морскими (в случае наступания моря) или поверхностными водами; в результате первоначальная порода частично метасоматически изменяется под влиянием принесенных растворами элементов, а частично распадается и обогащается концентрирующимися элементами за счет выноса из нее более растворимых и подвижных солей и окислов.

Примерами гидатометаморфизма могут служить образование доломитов из известняков, рассмотренное в отделе осадочных пород, образование песчаников и конгломератов из песков и гравия, разрушение эмеевиков с образованием скоплений никелевых руд и т. д.

4. Динамометаморфизм — изменение горных пород под влиянием высокого давления при процессах горообразования или при погружении породы на значительную глубину.

В большинстве случаев отдельные виды метаморфических горных пород образуются при одновременном действии высокого давления и температуры, а также проникающих в них водных растворов.

В настоящее время рассматривают кристаллические сланцы как продукты преобразования массивных и осадочных горных пород, иногда в сильной степени инъекцированных изверженными породами.

Преобразования эти происходили в так называемых глубинных зонах земной коры, причем в зависимости от состава первоначальных горных пород, а также и от температуры и давления, которые связаны с глубиною, могли получаться очень разнообразные метаморфические горные породы или кристаллические сланцы.

Зоны метаморфизма

Взаимоотношение процессов метаморфизма на различных глубинах в зависимости от температуры и давления изображено на диаграмме, составленной по В. Гольдшмидту (рис. 117).

На вертикальной оси начесены величины температуры, которая повышается с глубиною (в среднем на 1° на каждые 33 м), а на горизонтальной оси — величины гидростатического давления, также возрастающего с глубиною ($260 - 280 \ \kappa r/cm^2$ на 1 км).

Рассматривая диаграмму (слева направо и сверху вниз), мы отправляемся от вершины угла диаграммы, т. е. от области поверхностной (эпизона), с низкой температурой и давлением, где преобладают явления выветривания и цементации.

Повышение температуры выше 500° даже при сравнительно низком давлении, которое наблюдается при интрузиях магмы из глу-176 бин, вызывают явления контактового метаморфизма, причем породы изменяются не только благодаря высокой температуре расплавленной магмы, но и под влиянием вырывающихся из нее раскаленных газов и паров. К явлениям контактового метаморфизма относятся также связанные с весьма высокими температурами явления обжига и оплавления (пирометаморфизм, каустический метаморфизм).

На средних глубинах, в области так называемой *мезозоны*, кроме гидростатического давления, обусловленного весом вышележащих пород, огромную роль играет одностороннее (тангенциальное) давление, связанное с образованием складок в земной коре.

Взаимодействие средних температур (500—900°) и высокого, главным образом одностороннего давления отмечено на диаграмме особой кривой, разграничивающей важные области метаморфизма.

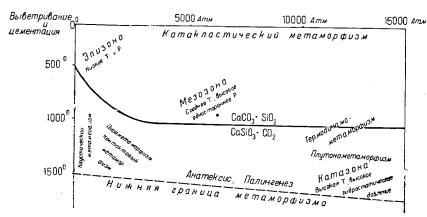


Рис. 117. Зоны метаморфизма. (По В. Гольдшмидту).

Здесь, с одной стороны, происходят изменения в структуре и текстуре подчявшихся из глубин и остывающих магматических пород — образуются ортогнейсы разных типов, а с другой стороны, породы осадочные, опустившиеся из более холодных зон, подвергаются термическому воздействию и под влиянием высокого давления превращаются в парагнейсы и метаморфические сланцы разных типов.

Эта область интересна в том отношении, что в зависимости от температуры и давления в ней идут реакции взаимного обмена между целой серией осадочных пород, состоящих в основном из углекислого кальция и кремнезема, — от чистых известняков через кремнистые известняки и известковистые песчаники, причем при повышении температуры преобладают явления силификации — из известняков и кремнезема получается силикат волластонит CaSiO₃ и выделяется утлекислота, а при увеличении давления реакция идет в обратном направлении:

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2$$
 кальцит волластонит углекислота

При температуре ниже 500° при низком давлении и до 900° при высоком давлении кальцит может существовать вместе с кремнезе-

мом. Выше этих термодинамических норм образуется волластонит и выделяется углекислота, что и отмечено на кривой соответствую-

щими химическими формулами.

При температуре выше 1500°, т. е. на глубине около 50 км, лежит нижняя граница метаморфизма, обозначенная прерывистой линией. Здесь господствует высокое гидростатическое давление мощного слоя вышележащих пород и преобладают явления плутонометаморфизма— глубокого преобразования горных пород под влиянием очень высоких температуры и давления, доводящих преобразование породы до полной ассимиляции ее магмой, до переплавления (анатексис) и новой кристаллизации (палингенез).

Эту зону земной коры Гольдшмидт называет катазоной.

Описание метаморфических горных пород

√ Гнейсы

Гнейсами называют породы более или менее сланцеватого строения, в большинстве случаев состоящие из кварца, полевого шпата и слюды или роговой обманки, которые расположены в них не беспорядочно, как в граните или диорите, а слоями, в чем и заключается главное их отличие от соответствующих по минералогическому составу массивных горных пород. Структура гнейсов в большинстве случаев сланцеватая, но выражена она бывает не всегда одинаково отчетливо.

Между типичными гранитами и гнейсами нередко наблюдаются постепенные переходы. В зависимости от того, насколько ясно выражена сланцеватость, такие породы называют гранито-гнейсами или гнейсо-гранитами. Некоторые гнейсы отличаются резко выраженной полосчатостью, зависящей от преобладания в отдельных слоях темных или светлых минералов; такая полосчатость особенно хорошо заметна, если в одних слоях скопляются темные листочки биотита, а в других — светлые полевые шпаты и кварц. Встречаются гнейсы, в которых наблюдаются светлые пятна полевого шпата чечевицеобразной формы, обведенные каемками темных минералов; такие гнейсы называются очковыми. Наконец, встречаются гнейсы равномерно окрашенные, нередко в темные цвета.

По происхождению различают *ортогнейсы*, образовавшиеся из массивных горных пород — чаще всего гранитов или кварцевых диоритов, застывавших при одновременном сильном одностороннем давлении и в результате действия горообразующих сил, и *парагнейсы*, представляющие продукты метаморфизации глинистых сланцев или других осадочных пород.

Парагнейсы характеризуются темной окраской и нередко резко выраженной сланцеватой структурой. К парагнейсам относятся, между прочим, и упомянутые выше «очковые» гнейсы.

Гнейсы широко распространены главным образом в свитах древних метаморфических лород, составляя главную их массу.

В СССР гнейсы встречаются на Украине в пределах Южнорусской кристаллической полосы, на Урале, на Кавказе, в горных хребтах Средней Азии, Восточной Сибири, в Карелии и других районах СССР.

Гнейсы и гранито-гнейсы применяются для строительных целей и для мощения улиц, как и граниты, но уступают последним по прочности, так как благодаря слоистому расположению минералов они легче выветриваются и разрушаются по направлению сланцеватости, чем породы зернисто-кристаллического строения.

Кристаллические сланцы

К кристаллическим сланцам принадлежат слюдяные сланцы, филлиты, хлоритовые, тальковые сланцы и породы переходных типов — слюдяно-хлоритовые, серицитовые сланцы и т. п.

Слюдяные сланцы. Отличаются резко выраженным сланцеватым сложением, а нередко также и плойчатостью.

Главными составными частями слюдяных сланцев являются листочки слюды, чаще всего мусковита или биотита, а иногда и обоих вместе, и, кроме того, кварц. При преобладании кварца слюдяные сланцы переходят в кварциты, а в присутствии полевых шпатов — в гнейсы. Иногда в массе их встречаются кристаллы граната, турмалина, а в отдельных случаях также чешуйчатые агрегаты графита.

Слюдяные сланцы являются породами, широко распространенными, в особенности среди образований архейской группы. В СССР слюдяные сланцы развиты на Урале, в Карелии и других районах.

Из отдельных видов слюдяных сланцев нужно отметить *графито-слюдяные сланцы*, в которых присутствует графит в довольно значительном количестве в виде более или менее крупных чешуй и чешуйчатых агрегатов с металловидным блеском.

Иногда графит образует мелкие чешуйки и зерна, окрашивающие породу в черный или темносерый цвет.

При значительном содержании и высоком качестве графита сланцы эксплоатируются для извлечения последнего, например на Украине, в районе Мариуполя, и в особенности в Прибугском районе (Завальевское месторождение), где для извлечения графита из сланцев построена обогатительная фабрика.

Филлиты. Представляют чаще всего тонкосланцеватые породы зеленого, красноватого, серого и черного цветов и отличаются от глинистого сланца только более блестящей поверхностью сланцеватости, на которой блестят тонкие чешуйки серицита. Кроме того, в них заметны узелки, зернистые прослои и линзочки кварца вторичного происхождения. Иногда встречаются включения в форме зерен граната, биотита, альбита, ильменита, пирита и других минералов.

По сравнению со слюдяными сланцами, с которыми они очень сходны, филлиты гораздо менее метаморфизованы и раскристаллизованы.

Хлоритовые и тальковые сланцы окрашены обычно в зеленые цвета различных оттенков и обладают сланцеватым сложением.

Хлоритовые сланцы состоят главным образом из писточков зеленого хлорита; кроме того, в них присутствуют матнетит, часто в виде хорошо образованных небольших кристаллов, актинолит, эпидот, а изредка также и полевые шпаты.

Иногда количество какого-либо из второстепенных минералов увеличивается настолько, что он приобретает преобладающее значе-

12

ние и сланцы получают соответственное название. При преобладании актинолита получаются актинолитово-хлоритовые сланцы; при значительном увеличении количества эпидота и в присутствии альбита—хлоритово-эпидотово-альбитовые сланцы и т. д.

Сланцы последних двух типов широко развиты на Урале, где они являются продуктами метаморфизации порфиритов и порфиритовых

туфов

Особенно сильно метаморфизованы порфириты в области Среднего Урала. Благодаря появлению вторичной актинолитовой роговой обманки, обычно в виде удлиненных кристаллов, хлорита, а иногда и эпидота, породы эти окрашены в фисташково-зеленый цвет. Кристаллы плагиоклаза теряют правильные очертания и имеют вид мелких, как бы вздутых линзочек, вытянутых в направлении сланцеватости. В результате этих изменений порфириты превращаются в совершенно не похожие на них горные породы, носящие название зеленых актинолитовых, зеленых альбитофировых и хлоритово-эпидотово-альбитовых сланцев.

Туфы порфиритов в результате подобных же изменений также

превращаются в зеленые сланцы различного состава.

Тальковые сланцы, жирные наощупь, часто белые, широко распространены на Урале и состоят главным образом из чешуек талька. Кроме того, они содержат в большем или меньшем количестве магнетит, хлорит, слюду (серицит), роговую обманку, реже другие минералы.

Тальковые и хлоритовые сланцы по сравнению со слюдистыми сланцами и гнейсами играют подчиненную роль и встречаются по преимуществу в верхних горизонтах свит кристаллических сланцев. Они образовались главным образом из основных изверженных пород, как например диабазов, габбро, а иногда, как упомянуто выше, являются продуктами видоизменения порфиритов и их туфов. В некоторых случаях тальковые сланцы могли получиться и при гидрохимической метаморфизации серпентинов.

Змеевики, амфиболиты, мраморы, кварциты

Змеевики (или серпентины). Продукты метаморфизации ультраосновных пород, главным образом перидотитов и дунитов, под действием природных вод, содержащих углекислый газ, причем их первично зернистая структура уступает место плотной. Побочными продуктами при этом является магнезит (MgCO₃), хлорит, тремолит и лимонит.

Нормальные серпентины окрашены в различные оттенки зеленого цвета, от оливково-зеленого до темнозеленого и почти черного, и обладают плотной структурой. Они обычно раскалываются по неправильным трещинам и нередко прорезаны многочисленными жилками талька, магнезита и асбеста.

В некоторых разновидностях серпентина наблюдается неправильно-пластинчатая отдельность, в других случаях получаются скорлуповатые агрегаты, разбивающиеся при ударе на неровные линзовидные куски с блестящей поверхностью.

На Урале среди серпентинов нередко встречаются участки, переполненные многочисленными неправильными жилами волокнистого 180 асбеста, который имеет тот же химический состав, как и серпентин. Таковы крупные (мирового значения) месторождения асбеста в Баженовском районе на Урале.

В других случаях в серпентине образуются участки, состоящие главным образом из амфибола, причем в отдельных случаях последний приобретает волокнистый характер и превращается в роговообманковый асбест. Крупные месторождения этого типа открыты недавно на Урале около Сысертска

Амфиболиты. Метаморфические породы сланцеватой, реже плотной структуры. Они состоят тлавным образом из роговой обманки и полевого шпата; кроме того, в них присутствуют гранаты, эпидот, пироксены и биотит. Амфиболиты образуются в результате метаморфизации различных пород группы габбро, а также диоритов и сиенитов. Во внутренней контактовой зоне они более крупнозернисты и состоят из крупных индивидуумов роговой обманки, как бы сцементированных промежуточной массой из полевых шпатов. В наружных зонах массивов они мелкозернисты, окрашены в темный зеленовато-серый цвет и отличаются ясносланцеватой структурой.

Амфиболиты не пользуются большим распространением и образуют обыкновенно залежи и небольшие участки среди метаморфических горных пород, по преимуществу гнейсов и слюдяных сланцев.

В СССР амфиболиты встречаются на Урале, где нередко наблюдаются переходы габбровых пород в типичные амфиболиты.

Мрамор. Однородная равномернозернистая порода, являющаяся продуктом перекристаллизации различных известняков под влиянием высокой температуры или большого давления. Мрамор состоит из

агрегата зерен известкового шпата мозаичной структуры, к которому иногда примешиваются небольшие количества силикатных минералов, как например кварца, амфибола, пироксена, гранатов, а из-

редка и полевых шпатов.

Мраморы, расположенные особенно близко к контакту с магмой, отличаются особенной крупнозернистостью и часто окрашены в синеватый, желтый или красноватый цвет. На большом расстоянии от контакта мрамор имеет белый или серовато-синеватый цвет, причем последние разновидности особенно мелкозернисты.

В СССР имеется целый ряд месторождений различных видов мрамора на Урале. Особенно славятся серые мраморы Уфалейского района, черный каркадинский мрамор, белый сугомакский мрамор (Кыштымский горный округ) и др. Месторождения мрамора имеются в Карелии, в окрестностях Петрозаводска, откуда он добывался для облицовки б. Исаакиевского собора и многих дворцов Ленинграда.

Мрамор применяется для орнаментных и облицовочных работ, а лучшие сорта, наиболее тонкозернистые, с однородным строением, — для художественных скульптурных работ.

Кварциты. Метаморфические кварцевые породы с перекристаллизованными зернами кварца и цементом, соединенными в одну сплошную массу. Они представляют очень прочный строительный и облицовочный материал, отличающийся большой твердостью (7 по Моосу) и благодаря этому с трудом поддающийся обработке. Некоторые кварциты очень красивы в полированном виде и применяются для камнерезных и орнаментных работ.

В СССР особенно славятся кварциты, добываемые в Карелии, как например розовый и красный шокшинский кварцит, добываемый близ с. Шокши в 60 км к югу от Петрозаводска (из него, между прочим, сделана гробница Наполеона в Париже), зеленовато-серый каменноборский кварцит, светлокрасный пухтинский кварцит, добываемый на р. Пухте, в 40 км от Петрозаводска, и другие месторождения.

С сильно метаморфизованными железистыми кварцитами связаны крупнейшие в СССР месторождения железных руд — гематита и матнетита — в районе Кривого Рога на Украине и в районе Курской

магнитной аномалии.

Криворожские месторождения представляют уэкую полосу чрезвычайно сильно дислоцированных и метаморфизованных железистых кварцитов докембрийского возраста общей длиной до 210 км, залегающих поверх толщи хлоритовых и амфиболитовых сланцев. Железистые кварциты представляют тонкослоистые породы, состоящие из магнетита, гематита и кварцита, содержащие в различных частях месторождения от 25 до 40% Fe. Если принять во внимание только более богатые железом разновидности кварцитов («джаспилиты»), то они одни содержат около 20 млрд. т железных руд и до 7 200 млн. т железа.

Среди железистых кварцитов находятся залежи чистого гематита линзообразной формы, несколько вытянутые по простиранию, с со держанием Fe от 60-63% и с запасами в $1\,142$ млн. τ .

Разработка этих залежей в крупном масштабе началась еще в 1881 г., и в мастоящее время они являются главной рудной базой

черной металлургии юга СССР.

В районе Курской магнитной аномалии под покрывающими осадочными породами мощностью от 100 до 230 м залегают железистые кварциты типа криворожских мощностью до 210 м, содержащие от 30 до 42% Fe, главным образом в виде магнитного железняка, с общими запасами руды более 20 млрд. τ . Кроме того, здесь за последние годы обнаружены линзообразные залежи сплошного магнетита с содержанием Fe в среднем от 53,5 до 56,6% и с запасами более 255 млн. τ , что делает этот район одним из важнейших месторождений железных руд в СССР .

Алфавитный указатель

Автохтонные угли 112 Arat 74 Азурит 86 Аквамарин 90 Актинолит 88 Алебастр 107, 169 Аллохтонные угли 112 Алмаз 56 Алунит 108 Альбит 96 Альмандин 91 Алюминий --- металлургия 83 Алюмосиликаты 95 Амазонский камень 96 Амальгамация 60 Аметист 74 - Амфиболиты 181 Амфиболы 88 Ангидрит 106, 169 Англезит 106 Андезиты 143 Анортит 97 Анортозиты 137 Антимонит 65 Антофиллит 89 Антрацит 114 Апатит 103 Аплиты 152 Апофизы 132 Арагонит 85 Арсенопирит 70 Асбест амфиболовый 89, 101 Асбест змеевиковый 101 Ассимиляция 38 Асфальт 112 Аурипигмент 64

Авгит 87

Базальт 139 Барит 105 Батолиты 132 Безводные силикаты 87 Берилл 90 Бериллий — руда 90 Биолиты 50 Биотит 100 Бипирамида 16 Битуминозные сланцы 174 Благородный опал 75 Блеклые руды 71 Блеск минералов 23 Боксит 82 Борнит 69 Брекчия 161 Бриллиант 56 Бурая стеклянная голова 30 Бурый железняк 82 Бурые угли 114

Вакки 142
Везувиан 92
Вилоит 92
Висмутовый блеск 65
Витрен 114
Внешний вид массивных горных пород 156
Водные силикаты 98
Волластонит 87
Вольфраматы 108
Вольфрамит 108
Волынит 143
Воробьевит 90

Вулканические стекла 151

Выветривания пояс 36

Γαδόρο 137 Галенит 66 Галит 71 Галоидные соединения 71 Галька 161 Гарниерит 102 Гексагональная система 15 Гематит 77 Гидатометаморфизм 176 Гидрогенизация углей 116 Гипс 107, 169 Глауберова соль 107 Глауконитовый песок 163 Глинистые порфириты 142 Глинистые сланцы 167 Глины жирные 165 Глины огнеупорные 165 Глины сукновальные 166 Глины тощие 165 Глыбовая лава 152 Гнейсы 178 Горный воск 112 Горный хрусталь 74 Горючие сланцы 174 Гравий 161 Гранаты 91 Гранит-аплиты 152 Гранит-пегматиты 153 Гранит-порфир 149 Граниты и их аналоги 148 Графит 58 Графито-слюдяные сланцы 179 Грейзен 41 Гроссуляр 91

Двойники 19 Диабаз 138 Диагенеза область 36 Диатомит 173 Динамометаморфизм 176 Диопсид 87 Диорит 141 Дистен 93 Диференциация магмы 37, 157 Доломит 84, 172 Доломитизация 52 Досчатый шпат 87 Друзы 27 Дунит 136

Гумбрин 166

Дациты 144

Гумусовые угли 113

Дымчатый горный хрусталь 74 Дюрен 114

Еврейский камень 154

Железный блеск 77 Железная слюдка 77 Железная шляпа 47, 82 Жеоды 27 Жильные горные породы 152 Жилы 132

Зальбанды 152 Зеленые сланцы 180 Земная кора 33 Зернистая структура 131 Змеевик 100, 180 Золото 59 Зоны земной коры 35 Зоны метаморфизма 176

Известняки 170 Известково-натровые полевые шпаты (плагиоклазы) 96 Излом минералов 25 Изоморфизм 30 Изумрул 90 Ийолиты 147 Ильменит 78 Индексы 14 Интрузивные залежи 132 Ископаемые угли 112 Исландский шпат 83 Испытание с азотнокислым KOбальтом 128 Исследование кристаллов рентгеновскими лучами 8

Кайнотипные породы 135, 155 Каламин 94 Калийная селитра 104 Калийно-магнезиальные соли 168 Калийные соли 168 Кальцит 83 Каменная соль 71, 168 Каменный уголь 114 Каолин 102, 165 Карбонадо 56 Карбонаты 83 Карналлит 73, 168 Касситерит 80 Катаморфизма зона 35 Каустический магнезит 84 Квадратная система 15 Кварц 74 Кварцевый андезит 144 Кварцевый диорит 141 Кварцевый порфир 151

Кварцит 164, 181 Квасцовый камень 108

Кианит 93

Киноварь 68

Кирпичная руда 76

Классификация массивных горных пород 133

Клейофан 67 Клинохлор 100

Клярен 114

Ковеллин 68

Кокс нефтяной 111

Коксующаяся способность углей 114 Комбинации 19

Конгломерат 161

Конкреции 27

Контактовый метаморфизм 176 Коралловый известняк 170 Корунд 76

Красная стеклянная голова 30

Красный железняк 77

Крекинг-процесс 111 Кремень 74

Кремнекислый цинк 94

Кремнистые туфы 174

Коиолит 73

Кристаллические сланцы 179 Кристаллы — структура 6

Крупнейшие алмазы 57

Куб 16

Кубическая система 15

Купол 132

Куприт 76

Лабрадор 97 Лабрадориты 138 Лакколиты 132 Лапилли 130 Лейцит 97

Лепидолит 100

Лёсс 166

Лигнит 114 Ликвания 38 Лимонит 82

Липаритовые порфиры 152

Липариты 151

Литиевая слюда (лепидолит) 100

Магмы диференциация 37, 157

Магнезит 84

Магнитные свойства минералов 26

Магнитный железняк 79

Магнитный колчедан 70

Малахит 86

Манганит 81

Марказит 70

Марматит 67

Мартит 78

Масляный камень 90

Массивно-кристалические горные

породы 130

Медистый пирит 31, 68

Медь самородная 62

Медный блеск 67

Медный колчедан 68

Мел 172

Меловой мергель 172

Мергель 166

Металлические корольки — получение 125

Метаморфизма виды 175

Метаморфические горные породы 175-Метасиликаты 87

Механические осадки 161

Микроклин 96

Минералообразующие процессы зэ-

ны метаморфизма 53

Минералы вулканов 42 Минералы гидротермального происхождения 42

Минералы магмы 39

Минералы морей и озер 49

Минералы области контактов 54

Минералы органического происхождения 50

Минералы разрушающихся рудных жил 47

Минералы рудных жил 42

Минералы процессов метасоматизма 52

Минералы процессов механического выветривания 43

Минералы процессов химического выветривания 44

Мирабилит 107 Молибденит 66 Моноклиническая система 15 Морион 74 Мрамор 181 Мусковит 99 Мышьяковый колчедан 70

Налеты на угле 123 Натровая селитра 105 Нефелин 90 Нефелиновый сиенит 146 Нефрит 89 Нефть 109 Нитраты 104 Нуммулитовый известняк 170

Образование минералов в природе 33 Обсидиан 151 Огненный опал 75 Озокерит 112

Окислы 74 Окрашивание пламени 127

Наждак 77

Октаэдр 18 Оливин 91 Олигоклаз 150

Оловянный камень 80 Оолитовый известняк 172

Оолитовая структура 28

Опал 75 Опока 174

Определение воды 126

Определение массивных горных пород 154

Органогенные породы 170

88 иэкчО

Ортогнейсы 177, 178

Ортоклаз 95

Ортосиликаты 90

Ортофиры 147

Осадочные горные породы 160

Оси симметрии 11

Оси кристаллографических координат 11

Основные горные породы 137 Отдельность горных пород 132 Открытие кремнезема 126 Открытие серы 123

Офитовая структура 131

Палеотипные породы 135, 155 Парагенезис 32

Парагнейсы 177, 178

Параллелепипедальная отдельность 133

Параметры 12

Пегматитовая структура 153

Пегматитовые жилы 40

Пегматиты 153

Пемза 151

Пентагональный додекаэдр 19

Перидотиты 136

Перлы окрашенные 121

Пески 161

Песчаники 163

Пехштейн 151

Пиезо-кварц 75

Пинакоид 17

Пирамида 16

Пирамидальные плоскости 18

Пирит 69

Пироксениты 136

Пироксены 87

Пиролюзит 81

Пироп 91

Пирротин 70

Письменный гранит 154

Плавиковый шпат 73

Плавкость минералов 121

Плагиоклазы 96

Пламя свечи 119

Пластовая отдельность 133

Платина 63

Плеохроизм 94

Плоскость симметрии 10

Пневматолиты 41

Покровы 132

Полевые шпаты 95

Полианит 81

Полиморфизм 31

Полисиликаты 87

Полуопал 76

Полупризма 17

Порфириты 142

Порфировая структура 131

Потоки 132

Правильная система 15

Призма 17

Призматические плоскости 13

Принадлежности для определения минералов с паяльной трубкой

186

Причины разнообразия массивных горных пород 157
Пространственная решетка 6
Простые формы 16
Процессы бокситизации 45
Процессы каолинизации 44
Процессы латеритизации 45
Процессы минералообразования, связанные с магмой 39
Процессы серпентинизации 46
Псевдоморфозы 33
Псиломелан 83

Раппакиви 150
Распространение различных типов массивных горных пород 159
Ратовкит 73
Реальгар 64
Ревдинскит 102
Роговая обманка 89
Роговик 74
Родонит 88
Ромбический додекаэдр 19
Ромбическая система 15
Ромбоэдр 19
Россыпи 43, 163
Рубин 77

Санидин 147 Сапропелевые угли 113 Сапфир 76 Свинцовый блеск 67 Селенит 107 Cepa 59 Серебро 61 Серицит 142 Сернистые соединения 64 Серный колчедан 69 Серпентин 100, 180 Серпентинизация 46, 136 Сидерит 85 Сиениты 145 Силикаты 86 Силикогель 90 Силификация 53, 177 **Сильвин 71, 168** Скарны 142 Склерометр 23 Скорлуповатая отдельность 133 Сланцевая смола 174 «Слюдяные сланцы 179

Слюды 98 Смитсонит 85 Смоляной камень 151 Содалит 146 Соли кислородных кислот 83 Соляровые масла 111 Спайность 24 Спессартин 91 Средние горные породы 141 Сталагмиты 52 Сталактиты 52 Стекловатая структура 131 Стибнит 65 Столбчатая отдельность 133 Структура кристаллов 6 Суглинки 166 Сульфаты 105 Сульфосоли 70 Сурьмяный блеск 65 Сфалерит 67 Сферосидерит 85

Тальк 102 Тальковые сланцы 180 Твердость минералов 22 Тенардит 108 Теннантит 71 Термальный метаморфизм 175 Тетрагональная система 15 Тетраэдр 19 Тетраэдрит 71 Титанистый железняк 78 Титано-магнетит 79 Топаз 92 Трахиты 147 Тремолит 88 Трепел 173 Триклиническая система 16 Турмалин 97 Туфы 142 Тяжелый иппат 105

Углеводородные соединения 109 Удельный вес минералов 25 Ультраосновные горные породы 136 Уртиты 147

Филлиты 179 Фдогопит 99 Флоридиновые глины 166 Флюорит 73 Форелленштейн 137
Формы нахождения минералов в природе 27
Фосфаты 103
Фосфорит 104
Фузулиновый известняк 170
Фюзен 114

Халькозин 67 Халькопирит 68 Халькотрихит 76 Хибинит 146 Химия минералов 30 Хлоритовые сланцы 179 Хлориты 100 Хризоколла 103 Хромистый железняк 80 Хромит 80

Халцедон 74

Цвет черты минералов 24 Цементации пояс 36 Центр симметрии 11 Церуссит 85 Цинковая обманка 67 Цинковый шпат 85 Циркон 92

Чилийская селитра 105

Шаровая отдельность 133 Шеелит 109 Шерл 97 Шкала твердости Мооса 22 Шлиры 38, 39 Шпатовый железняк 85 Штоки 132

Эвдиалит 147 Эгирин 146 Элементы самородные 56 Элементы симметрии 10 Элеолит 90 Эпидот 94

Яшма 74

Оглавление

				Стр.										
Предисловие ко второму изданию	• •	٠		3										
Кристаллография														
Введение				5										
Свойства кристаллического вещества				_										
Структура кристаллов				6										
Исследование кристаллов рентгеновскими лучами				8										
Элементы симметрии				10										
Оси кристаллографических координат. Параметры и индекс	ы.			. 11										
Кристаллографические системы				14										
.Простые формы. Комбинации. Двойники				16										
Минералогия														
•														
Введение		•		20										
Общие свойства минералов				22										
Физические свойства минералов														
Формы нахождения минералов в природе				27										
Химия минералов				30										
Полиморфизм				31										
Парагенезис				32										
Образование минералов в природе				33										
Земная кора														
Зоны земной коры				35										
Магма и ее диференциация.				37										
Минералы магмы				39										
Процессы минералообразования, связанные с магмой				-										
Пегматитовые жилы				40										
Минералы вулканов				42										
Минералы рудных жил				_										
Минералы процессов механического выветривания.				43										
Минералы процессов химического выветривания.				44										
Минералы разрушающихся рудных жил				47										
Минералы морей и озер				49										
Минералы органического происхождения (биолиты)				50										
Минералы процессов метасоматизма				52										
Минералообразующие процессы зоны метаморфизма				53										
Минералы области контактов				54										
Almepania Comment Romanico				189										

Описание минералов		. 55
Классификация минералов		. —
I класс. Самородные элементы		. 56
II класс. Сернистые соединения		. 64
III класс. Сульфосоли		. 70
IV класс. Галоидные соединения		. 71
V класс. Окислы		. 74
VI класс. Соли кислородных кислот		. 83
1-й отдел. Карбонаты		. —
2-й отдел. Силикаты		. 86
А. Безводные силикаты		. 87
В. Водные силикаты		. 98
3- <i>й отдел</i> . Фосфаты		. 103
4-й отдел. Нитраты		. 104
5-й отдел. Сульфаты		. 105
6-й отдел. Вольфраматы		. 108
VII класс. Углеводородные соединения		. 109
	•	
Определение минералов	•	. 116
Принадлежности и реактивы для определения минералов		
с паяльной трубкой		. 117
Пламя свечи		. 119
Испытание плавкости минералов		. 121
Получение окрашенных перлов		. —
Открытие серы		. 123
Налеты на угле		
Получение металлических корольков		. 125
Определение воды		. 126
Открытие кремнезема		·. —
Проба на окрашивание пламени		. 127
Испытание с азотнокислым кобальтом		. 129
Петрография		
Введение		. 129
Массивно-кристаллические горные породы	·	. 130
Общие свойства массивно-кристаллических горных пород .		
		. 133
Описание массивно-кристаллических горных пород	•	. 136
Ультраосновные породы	•	. 136
Основные горные породы	•	. 137
Средние горные породы	•	. 141
The state of the s	•	. 148
Граниты и их аналоги	•	. 152
^	•	. 154
Th	•	. 154
Внешний вид массивных горных пород Причины разнообразия массивных горных пород	٠	. 150
	•	. 157
Распространение различных типов массивных горных пород	•	
Осадочные горные породы	•	. 160
Происхождение осадочных горных пород и их классификация		. —

C	писание	осадо	чных	ro	рні	ых	п	ро	д										161
	Mex	аничес	кие	oca	дки	[161
	Хим	ически	e oca	адкі	И														167
	Opr	аноген	ные	пој	род	Ы													170
Метамор	рфически	ие гори	ные п	ope	оды													• ,	175
У	словия о	образо:	вания	н м	ета	мор	фи	че	ски	X I	rop:	ны;	x I	top	од				
	и их в	слассиф	рикац	ия															
В	иды мет	аморф	изма		٠														
. 3	оны мета	иморфи	зма															٠	176
. O	писание	метамо	рфич	чесн	⟨их	гој	рнь	XI	nop	од							٠		178
	Гней	ісы																	
	Кри	сталли	чески	e c	лан	ЦЫ					• •					• •			179
	Зме	евики,	амфі	ибо	лит	ы,	мр	амо	оры	, к	вар	рци	ты						180
A	лфавитн	ый ука	азате	ЛЬ															183

Редактор В. И. Крыжановский

Техн. редактор Е. П. Кишкина

Сдано в набор 31/VII 1935 г. Изд. № 102. Подписано к печати 29/IX 1935 г. Формат 62 × 94¹/₁₀. Объем 12 печ. л. Бум. л. 6. Тип. эн. в 1 бум. л. 97.920. Уполн. Главлита № В-23363. Тираж 3 500 экз.—авт. л. 14. Заказ № 883.

2 руб. 50 коп. ГР — 65-4-2

OF 348 1