

В. В. КРИТСКИЙ

КРАТКИЙ КУРС
МИНЕРАЛОГИИ,
КРИСТАЛЛОГРАФИИ
И ПЕТРОГРАФИИ

1939
ГОСТИ

А Н Н О Т А Ц И Я

Книга доцента Московского горного института В. В. Критского содержит основные понятия кристаллографии, сведения об общих свойствах минералов и их образовании в природе, описание 108 важнейших минералов, краткие данные о методах определения минералов с паяльной трубкой и основные сведения по макропетрографии.

В третьем издании курс исправлен и дополнен. В описании всех минералов указаны их отличительные признаки.

Книга является комплексным учебником по минералогии, кристаллографии и макропетрографии для геолого-разведочных техникумов, а также может служить учебным пособием для горных институтов.

Редактор *В. С. Шокин*

Технический редактор *А. С. Полосина*

Индекс ГГР-45-4-2.

ТКК № 28.

Сдано в набор 1/VI 1939 г.

Подписано к печати 7/VIII 1939 г.

Тираж 600 экз.

Формат бумаги 60 × 92^{1/16}

Объем { 15,9 уч. авт. л.
14^{1/4} печ. л.

Изд. № 178

Учетный № 1174

Уполн. Главлита № А-15866

Зак. 1160

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть	По вине
4	20 сверху	Стусник	Спутник	Тип.
15	2 "	пользоваться	пользуются	"
18	2 "	$4L^3$	$4L^3$	"
18	3 "	(100)	(100)	"
47	22 снизу	анаморфиза	анаморфизма	Ред.
53	7 сверху	обычно залегающие	и обычно залегают	Автора
73	4 сверху	Сиерра-Лиеоне	Сиерра-Леоне	Корр. и авт.
91	Рис. 59 (подрисуноч- ная подпись)	Величина.	Величка.	Тип.
137		Рисунок 95 перевернуть на 180°.		"
144	6 сверху	коптящим	копящим	Ред.
170	21 снизу	пар оксениты	пироксениты	Корр.
210	22 "	в меле	в мелу	"
221	14 сверху (колонка 1)	Аальмандин	Альмандин	"

ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

Третье издание выходит в исправленном и дополненном виде, причем наиболее значительные добавления внесены во вторую часть книги — «Минералогия».

С целью облегчить занимающимся самостоятельное изучение и определение минералов для всех минеральных видов добавлен абзац «Диагностика», где указаны их отличительные признаки, а для минералов, имеющих экономическое значение, приведены краткие сведения о мировой добыче как по русской литературе, так и по «The Mineral Industry» 1937 г. и «Minerals Yearbook» 1938 г.

Отделы «Общие свойства минералов» и «Образование минералов в природе» расширены и дополнены. Кроме того, сделаны добавления по кристаллографии и петрографии.

При работе над книгой были приняты во внимание весьма ценные указания академика А. Е. Ферсмана и профессора Н. А. Смольянинова, которым автор приносит глубокую благодарность.

Доцент В. В. Критский

Московский горный институт
Март 1939

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 геолого-разведочной и геодезической литературы ОНТИ обратилась ко мне с предложением переработать «Краткий курс минералогии» применительно к программам по минералогии для геолого-разведочных 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 основным источником был: «Спутник петрографа» проф. Э. Вейншенка (русский перевод под редакцией и с дополнениями проф. В. И. Лучицкого).

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 г.

Второе издание выходит под редакцией проф. В. И. Крыжановского, которому автор приносит горячую благодарность как за внимательное редактирование, так и за ценные указания в процессе работы над книгой.

При 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

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 собой 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 должны предшествовать систематическому знакомству с минералогией.

СВОЙСТВА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Все однородные тела по характеру распределения в них физических свойств могут быть разбиты на две больших группы: тела аморфные и кристаллические.

В аморфных (изотропных) телах физические свойства одинаковы во всевозможных направлениях.

К аморфным телам относятся жидкости, газы, а из твердых тел — стекло и стекловидные сплавы.

В телах кристаллических (анизотропных) физические свойства связаны с определенным направлением: они одинаковы в направлениях параллельных и неодинаковы, вообще говоря, в направлениях непараллельных.

К телам кристаллическим принадлежит большинство твердых тел и, в частности, громадное большинство минералов.

К числу физических свойств всякого твердого тела относится и сила сцепления 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 с наибольшей легкостью по определенному направлению — параллельно грани куба, а кусок аморфного вещества, например стекла, такой же формы будет раскалываться одинаково легко по любому направлению.

Свойство минерала раскалываться по определенному, заранее известному направлению, причем поверхности раскола представляют гладкие, блестящие плоскости, называется спайностью

(см. ниже «Физические свойства минералов») и присуще в различной степени многим минералам.

При выделении из насыщенного раствора та же сила между частичного 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 сплюснутую или удлинённую 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 углы между плоскостями на различных кристаллах одного вещества и одного 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, мельчайшие кристаллические частицы (молекулы, ионы, атомы) должны находиться одна от другой на некоторых конечных расстояниях.

Исходя из этих двух положений, мы можем получить геометрическую 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 пространствен-

¹ Закон постоянства двугранных углов был установлен датским ученым Стеноном в 1639 г.

ной решеткой, каждый узел которой отвечает кристаллической частице.

«Представим себе¹, 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: $A_0, A_1, A_2, A_3...$

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 $A_0, R_0, S_0...$ 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 прийти 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».

Теория пространственных решеток получила блестящее подтверждение при исследовании структуры кристаллов посредством рентгеновских лучей. Эти исследования дают нам не только картины пространственных решеток, но и точные длины промежутков между частицами, находящимися в их узлах.

При этом выяснилось, что существует несколько типов пространственных решеток, отличающихся как характером расположения частиц, так и химической природой их.

Отметим следующие типы пространственных решеток:

Атомные решетки

В узлах этих решеток расположены атомы как электрически нейтральные частицы².

Атомные решетки характерны для элементов, не имеющих металлического характера и для их соединений. Типичной атомной решеткой является решетка алмаза (см. рис. 37).

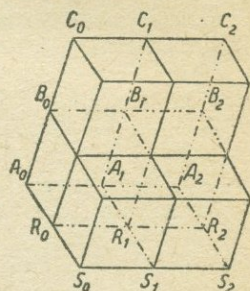


Рис. 1. Пространственная решетка.

¹ Проф. Я. В. Самойлов: Введение в кристаллографию. Изд. 2-е, М. 1932.

² Современная физика считает, что атом состоит из положительно заряженного ядра и отрицательно заряженных электронов, которые движутся вокруг ядра по различным орбитам. Можно считать в первом приближении, что атом имеет форму шара.

Ионные решетки

В узлах их расположены ионы (т. е. ионизированные молекулы), имеющие положительный или отрицательный заряд.

Ионные решетки довольно обычны для галогидных соединений щелочных металлов — натрия, калия, лития и др., а также большинства окисей двухвалентных металлов и некоторых других веществ.

Прекрасным примером является решетка 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 ($\text{m}\mu$).

В кристаллических веществах с подобной структурой промежутки между атомами в молекуле равны промежуткам между молекулами и самое понятие молекула теряет смысл для таких кристаллов. 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 натрия составляет молекулу или составлял бы ее при переходе в газообразное состояние.

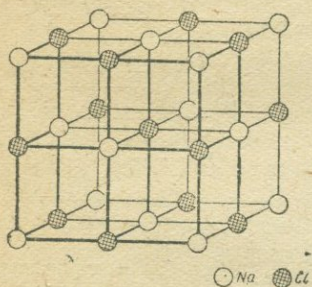


Рис. 2. Пространственная решетка каменной соли.

Кроме описанных выше типов существуют решетки молекулярные, в узлах которых находятся не атомы или ионы, а обособленные, электрически нейтральные молекулы. Молекулярные решетки особенно характерны для различных органических соединений.

Кроме того, известны более сложные радикально-ионные и комплексно-ионные решетки, на которых мы останавливаться не будем.

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

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 альбит¹ в аморфном состоянии занимает 10 куб. единиц, а в кристаллическом — только 9; 1 см³ кристаллического кремнезема (кварца) весит 2,54 г, а такой же объем стекловатого кремнезема (сплавленного кварца) — только 2,22 г.

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 в. 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 математически и были выведены на основании исследования формы кристаллов возможные типы пространственных решеток; но только в XX в. 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 находятся в одних случаях атомы, а в других молекулы или ионы.

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 волн².

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 ассистента — Фридрих и Книппинг.

Они взяли узкий пучок параллельных рентгеновских лучей (рис. 3) и пропустили его через тонкий кристалл цинковой обманки С. На некотором расстоянии от кристалла и перпендикулярно к пучку лучей была помещена фотографическая пластинка D, защищенная от непосредственного действия боковых рентгеновских лучей и от дневного света свинцовыми экранами.

При продолжительной выдержке в несколько часов экспери-

¹ Альбит — натровый полевоы шпат $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{16}$.

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

ментаторы получили картину, сходную с изображенной на рис. 4.

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

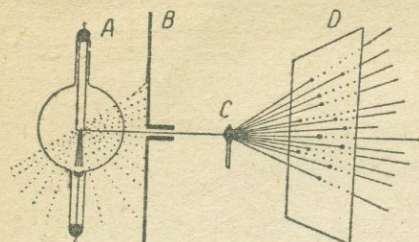


Рис. 3. Схема получения рентгенограммы кристалла по методу Лауэ.

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

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

графической пластинке, поставленной на их пути, усиленные лучи дадут при продолжительной экспозиции черные пятна, расположенные закономерно, в тесной связи с внутренним

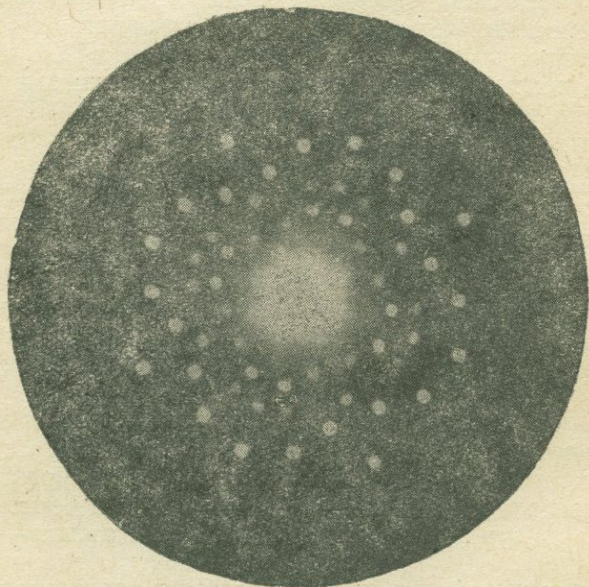


Рис. 4. Рентгенофотография кристалла каменной соли на ось 4-го порядка. (Фотография К. В. Васильева).

строением кристалла, т. е. его атомной сеткой и особенностями расположения в ней отдельных атомов.

Если взять пластинку, вырезанную из кристалла в определенном кристаллографическом направлении, например перпендикулярно к оси симметрии или плоскости симметрии¹, и произвести

¹ См. ниже „Элементы симметрии“.

с ней 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 рентгенофотография кристалла каменной соли, из которого была вырезана пластинка, параллельная грани куба, около 3 мм толщиной. Посредине видно большое пятно — след центрального пучка лучей. Расположение мелких пятен симметрично и указывает на существование оси симметрии 4-го порядка¹ 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 молекул, ионов и атомов внутри кристаллов и определить не только форму атомной решетки, но и расстояния между частицами 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 закономерности, которые наблюдаются в распределении в кристаллах одинаковых плоскостей и равных углов. Эти закономерности 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 равные 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*).

2. Линия, при повороте вокруг которой на 360° все части кристалла симметрично повторяются *n* раз, называется осью сим-

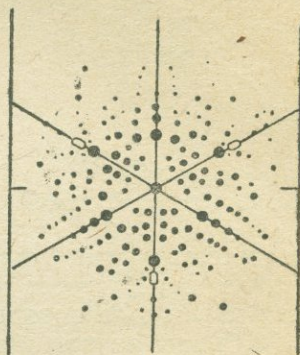


Рис. 5. Рентгенограмма кристалла кальцита на ось 3-го порядка.

метрии (рис. 7 и 8). Число n , показывающее сколько раз наблюдается повторение частей при полном (на 360°) обороте кристалла вокруг оси, называется порядком оси симметрии.

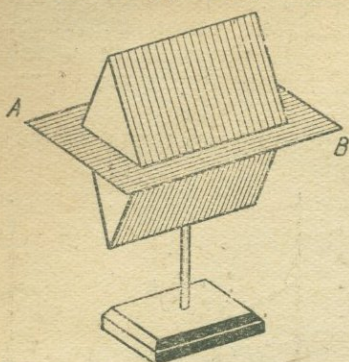


Рис. 6. Плоскость симметрии.

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 , 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 коэффициентом, который ставится 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 c .

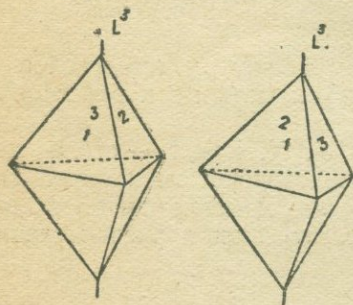


Рис. 7. Ось симметрии 3-го порядка.

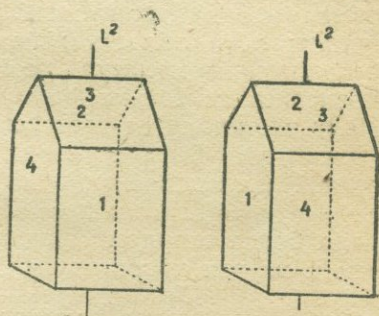


Рис. 8. Ось симметрии 2-го порядка.

В кристаллографии доказывается, что в кристаллах могут существовать 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 приёмами ана-

литической геометрии, 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 или параллельны 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 наблюдателю и обозначается знаком Y 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 граничными 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 положения 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 единичной¹. 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».

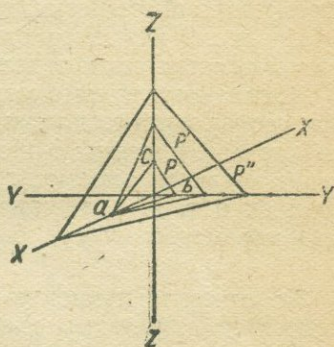


Рис. 9. Грани кристалла на координатных осях.

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

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

Вернемся теперь к понятию о пространственной решетке и выясним, что представляют по отношению к ней отдельные грани и ребра кристалла. Грани представляют плоскости, в которых расположены кристаллические частицы по узлам плоской сетки, а ребра кристаллов — 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 сходная 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 отсекает отрезки a , $2b$ и $2c$, а плоскость P'' — отрезки $2a$, $4b$ и $3c$ и т. д. Коэффициенты 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, например плоскости P , P' и P'' на рис. 9. Плоскости, которые пересекают две координатных оси и параллельны третьей, называются призматическими или доматическими, причем призматической плоскостью называется та, которая пересекает две горизонтальных оси X и Y , а вертикальной оси Z параллельна; доматическая же плоскость пересекает вертикальную ось и одну из горизонтальных, а другой горизонтальной параллельна, например пересекает X и Z , а параллельна Y или пересекает Y и Z , а параллельна X . 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 $\infty a : b : c$, 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 $\infty a : b : \infty c$.

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

В настоящее время для обозначения положения граней кристалла пользоваться 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 помещаются 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:

$$\infty:n:p = \frac{1}{0} : \frac{1}{k} : \frac{1}{l}.$$

Индекс этой плоскости в общем виде будет обозначаться знаменателями дробей, т. е. ($0kl$).

Соответственно этому плоскость, параллельная оси Y , будет обозначаться ($h0l$), 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 ($\bar{1}\bar{2}0$); читается это выражение: «один, минус два, нуль».

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Все кристаллы, которые могут быть отнесены к системе одинаково симметричных координатных осей, образуют одну кристаллографическую 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 $3L^4$ $4L^3$ $6L^2$ с $9P$).

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 ($3L^2$).

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 отно-

сятся 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 под углами 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 обоим 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) обыкновенно служит координатной осью Y , а две другие координатные оси X и Z располагаются в плоскости симметрии (P), а в случае 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.

6. Триклиническая система. Три неравных координатных оси, пересекающиеся под косыми углами. К триклинической системе 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.

ПРОСТЫЕ ФОРМЫ. КОМБИНАЦИИ. ДВОЙНИКИ

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

Простую форму представляет собой куб (рис. 11). Все шесть граней куба тождественны между собою и представляют квад-

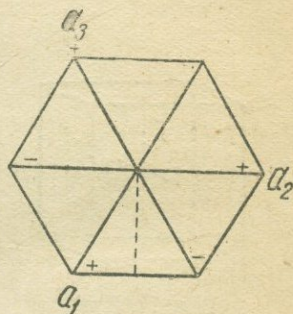


Рис. 10. Расположение осей координат в кристаллах гексагональной системы.

раты. Каждая грань куба пересекает одну координатную ось и параллельна двум другим. Элементы симметрии куба: $3L^4, 6L^2$ с 9Р. 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.

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

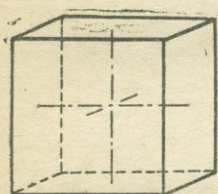


Рис. 11. Куб.

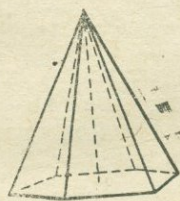


Рис. 12. Пирамида.

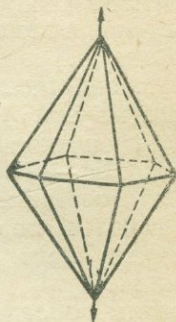


Рис. 13. Бипирамида.

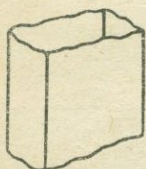


Рис. 14. Призма.

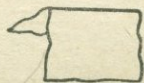


Рис. 15. Полупризма.

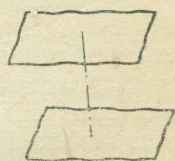


Рис. 16. Пинакоид.

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 одинаковых 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 пересекающихся граней, носит название полупризмы (рис. 15).

5. Пара одинаковых взаимно параллельных плоскостей составляет пинакоид¹ (рис. 16).

¹ От греческого слова „пинакс“ — доска.

Пирамида, призма, полупризма и пинакоид называются открытыми и 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 и простыми формами, например бипирамидой.

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

1. Октаэдр¹ (рис. 17) состоит из восьми граней в форме равносторонних треугольников. Каждая грань октаэдра пересекает все три координатных оси на равных расстояниях. Элементы симметрии октаэдра: $3L^4$ $4L^3$ $6L^2$ с $9P$. Индексы октаэдра (111) , $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $(\bar{1}11)$ и т. д.

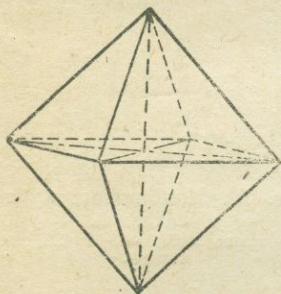


Рис. 17. Октаэдр.

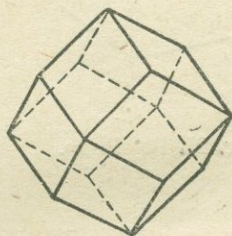


Рис. 18. Ромбический додекаэдр.

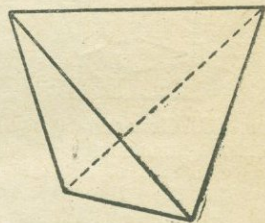


Рис. 19. Тетраэдр.

2. Ромбический додекаэдр (рис. 18)—форма, ограниченная двенадцатью равными ромбами. Каждая грань пересекает две координатных оси на равных расстояниях, а третьей параллельна. Элементы симметрии ромбического додекаэдра $3L^4$ $4L^3$ $6L^2$ с $9P$. Индексы ромбического додекаэдра (110) , (011) , (101) и т. д.

3. Тетраэдр (рис. 19), состоящий из четырех равносторонних треугольников. Грани тетраэдра пересекают все три координатных оси на равных расстояниях. Элементы симметрии тетраэдра $3L^2$ $4L^3$ $6P$.

Индексы тетраэдра (111) , $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $(\bar{1}11)$ и т. д.

4. Пентагональный додекаэдр (рис. 20)—форма, ограниченная двенадцатью равными пятиугольниками.

Элементы симметрии пентагонального додекаэдра $3L^2$ $4L^3$ с $3P$.

Из простых форм других кристаллографических систем необходимо назвать, кроме указанных выше, еще ромбоэдр

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, клинэ — наклон.

(рис. 21), принадлежащий к гексагональной системе и образованный шестью равными ромбами.

Элементы симметрии ромбоэдра $L^3 3L^2$ с $3P$.

Как сказано выше, кристалл, образованный гранями двух или нескольких простых форм, представляет комбинацию этих форм.

На рис. 22 изображена комбинация куба и октаэдра, на рис. 23 — комбинация октаэдра и куба, причем октаэдр является

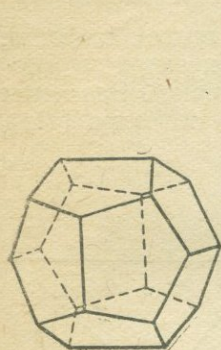


Рис. 20. Пентагональный додекаэдр.

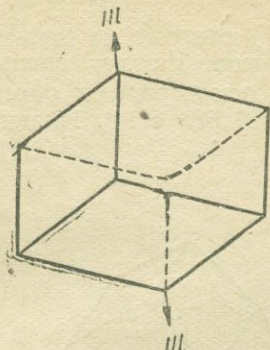


Рис. 21. Ромбоэдр.

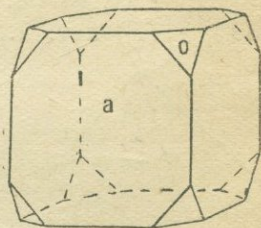


Рис. 22. Комбинация куба и октаэдра.
a — грани куба; o — грани октаэдра.

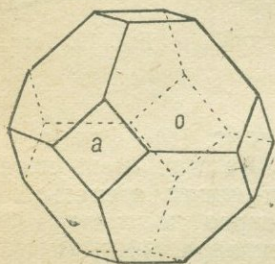


Рис. 23. Комбинация октаэдра и куба.
a — грани куба; o — грани октаэдра.

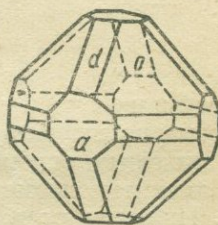


Рис. 24. Комбинация октаэдра, куба и ромбического додекаэдра.
o — грани октаэдра; a — грани куба; d — грани ромбического додекаэдра.

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. 31) 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 изме-

нения давления и температуры, вызывающие молекулярную перегруппировку.

Различают два основных типа двойников: двойники срастания, примером которых могут служить весьма часто встречающиеся двойники гипса (рис. 25) или двойник ортоклаза (рис. 26), в котором оба индивидуума, образовавшие двойник, расположены симметрично по отношению к ребру вертикальной призмы II.

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 (рис. 27), в котором два куба совершенно про-



Рис. 25. Кристаллы гипса. Справа—двойник „Ласточкин хвост“.

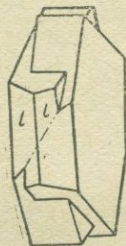
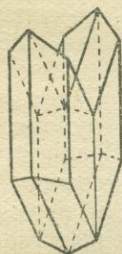


Рис. 26. Двойник срастания ортоклаза.

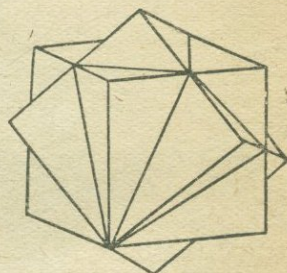


Рис. 27. Двойники прорастания плавикового шпата.

росли 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.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРИСТАЛЛОВ¹

Как упомянуто выше, в кристаллических (анизотропных) веществах, в отличие от аморфных (изотропных), физические, а следовательно, и оптические свойства неодинаковы по разным направлениям.

К числу оптических свойств кристаллов, вытекающих из их анизотропности, относится и двойное лучепреломление, которое впервые обнаружил на кристаллах прозрачного кальцита (исландского шпата) датский ученый Эразм Бартолин еще в 1670 г.

Явление это заключается в следующем. Если взять прозрач-

¹ По М. Н. Годлевскому. Краткий курс кристаллографии М. 1938.

ный ромбоэдр исландского шпата и положить его на бумагу с какой-либо надписью, то сквозь кристалл мы увидим две надписи одна над другой (рис. 28), причем буквы одной надписи слабее видны, чем на другой. Явление это тем эффектнее, чем толще кристалл.

Это замечательное свойство, которое столь отчетливо выражается на исландском шпате, в действительности характерно для большинства прозрачных кристаллов (кроме кристаллов кубической системы), но выражено обычно гораздо слабее. Если положить кристалл исландского шпата на бумагу, на которой находится черная точка, сделанная карандашом или чернилами, мы увидим сквозь кристалл две точки. Если теперь вращать кристалл на бумаге вокруг упомянутой нами точки, мы увидим, что



Рис. 28. Двойное лучепреломление в кристалле исландского шпата.

более отчетливая точка останется неподвижной, а другая, по мере вращения кристалла, будет описывать окружность вокруг первой. Каждый луч света, проходящий в этом опыте через кристалл исландского шпата в наш глаз, разделяется на два луча, которые называют: лучом обыкновенным (неподвижная точка в нашем опыте) и лучом необыкновенным (точка, которая движет-

ся вместе с кристаллом при его вращении).

Чтобы разобраться в этих явлениях, напомним некоторые сведения из оптики.

Свет есть один из видов лучистой энергии. Современная физика объясняет явления света как электромагнитные колебания, то-есть периодические изменения напряжения электрического и магнитного поля, которые непрерывно и с громадной скоростью меняют свои направления, оставаясь все время перпендикулярными к направлению распространения света, т. е. к лучу.

Колебания эти совершаются в некоторой плоскости, которая непрерывно вращается вокруг направления луча, пока луч света находится в изотропной среде. Но как только луч входит в анизотропный кристалл, он, во-первых, распадается на два луча, а, во-вторых, положение плоскостей колебаний этих двух лучей становится вполне определенным: они располагаются перпендикулярно друг к другу.

Как мы знаем из физики, луч света, колебания которого

совершаются исключительно в одной плоскости, называется **поляризованным**.

Итак, всякий луч, вошедший в кристалл, распадается на два луча, идущих с разными скоростями и поляризованных во взаимно перпендикулярных плоскостях.

Эти явления объясняются анизотропностью кристаллического вещества. Всякая энергия стремится передаваться по направлению наименьшего сопротивления. Вследствие анизотропности в кристалле всегда будет только одно направление, по которому колебания встретят наименьшее сопротивление (направление наименьшей оптической плотности) и в этой-то плоскости вошедший в кристалл луч и будет стремиться совершать свои колебания, распадаясь при этом по законам механики на два луча, из которых один будет иметь новое направление, а другой будет ему перпендикулярен (рис 29).

В изотропной же среде все направления одинаковы и колебания встречают одно и то же сопротивление в любом направлении.

Луч, колеблющийся в плоскости наименьшей оптической плотности, будет проходить кристалл скорее, чем другой луч, совершающий перпендикулярные ему колебания.

Мы знаем, что от скорости распространения света зависит величина угла преломления: чем больше разница в скорости прохождения луча через два смежных тела, иначе, чем больше разница в их оптической плотности, тем больше преломление.

Как мы видели, скорости обоих лучей, на которые распадается обычный луч света в кристалле, различны, следовательно, они будут претерпевать при входе из воздуха в кристалл (и при выходе из кристалла) разное преломление. Это явление и получило название **двойного лучепреломления** и свойственно в разной степени всем кристаллам, кроме принадлежащих к кубической системе, которые оптически ведут себя как тела изотропные.

Однако, и в кристаллах прочих систем есть направления, по которым луч света проходит, не испытывая двойного лучепреломления.

Пришлифуем трехгранные углы кристалла исландского шпата, соединенные осью третьего порядка L^3 так, чтобы получились треугольные площадки. Поставим теперь кристалл одной из этих площадок на букву или черту на бумаге, а через другую площадку будем смотреть, — никакого удвоения мы не увидим.

Такое направление в кристалле, по которому световой луч проходит, не испытывая двойного лучепреломления, называется **оптической осью**.

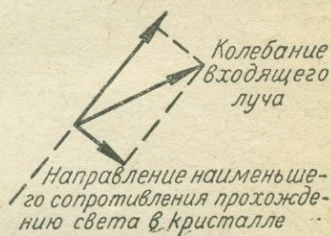


Рис. 29. Ход лучей света в кристалле.

Кристаллы гексагональной и квадратной системы обладают одной оптической осью, которая совпадает с осью симметрии высшего порядка — L^6 , L^4 или L^3 . Они носят в оптике название одноосных кристаллов.

Кристаллы ромбической, моноклинической и триклинической системы имеют два направления, по которым луч света проходит без двойного преломления и называются двуосными кристаллами. В них оптические оси не совпадают с элементами симметрии.

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.

Теофраст (372—287 г. до нашей эры), ученик и последователь Аристотеля написал книгу «О камнях», которая представляет собой самый древний, из всех ныне существующих, трактат о минералах. Это сочинение является по существу экономической минералогией и подходит к минералам с практической стороны, учитывая их применение.

Теофраст делил известные ему минералы на металлы, камни и земли, причем описано им всего 16 минеральных видов.

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 вывели 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.

Наряду с этим в течение всей древности и средних веков медленно накапливались те точные научные факты, которые всегда должны лежать в основе всякого рода переработки любого отдела естествознания.

Эти факты, с одной стороны, брались из векового опыта практиков-рудодокопов, 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 вековой опыт итальянских, немецких и чешских рудодокопов и рудоискателей.

Агрикола отмечает резкую границу между горными породами и минералами, что является значительным шагом вперед, по сравнению со взглядами прежних авторов. В своей классификации Агрикола делит минералы на земли, соли, драгоценные камни, металлы и прочие минералы.

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 рудодокопов и рудоискателей была вновь сделана в Швеции в XVIII в. 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 в. 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 в. 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 в. боровшейся за

¹ „Описаниях камней“, — от латинского слова „ляпис“ — камень.

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 в. 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 собой химию земной коры. Она имеет задачей изучение как продуктов природных химических процессов, так называемых минералов, так и самих процессов. Она изучает 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 Моосом¹.

Шкала твердости МООСА.

- | | |
|-------------------------------|----------------------------|
| 1. Тальк | 6. Ортоклаз (полевой шпат) |
| 2. Гипс | 7. Кварц |
| 3. Известковый шпат (кальцит) | 8. Топаз |
| 4. Плавиковый шпат (флюорит) | 9. Корунд |
| 5. Апатит | 10. Алмаз |

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

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 ¹ 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 подвергся 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 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 минералогической практики и является важнейшим признаком для определения минералов по внешнему виду.

Более точно можно определить твердость по способу Розиваля. Для этого испытуемый на твердость минерал шлифуют отшелшенным 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 Розивалю		По Моосу	По Розивалю
Тальк	1	0,002	Полевой шпат . .	6	2,2
Гипс	2	0,1	Кварц	7	7
Кальцит	3	0,3	Топаз	8	10
Флюорит	4	0,3	Корунд	9	58
Апатит	5	0,4	Алмаз	10	8167

¹ С небольшими отклонениями от этой цифры в ту или другую сторону в зависимости от качества стали и ее закалки.

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 целый ряд приборов, определяющих твердость, построенных по различным принципам.

Исследования структуры минералов рентгеновскими лучами показали, что твердость кристаллов зависит от прочности соединения атомов или ионов в решетке. Не вдаваясь в подробности, отметим, что прочность пространственной решетки повышается с уменьшением расстояния между атомами и с возрастанием валентности.

Цвет. При первом знакомстве с минералогией у занимающихся часто наблюдается стремление пользоваться при определении минерала его окраской, как главным и наиболее простым признаком.

Но, в целом ряде случаев такой подход является неправильным прежде всего потому, что один и тот же минерал бывает различно окрашен в зависимости от примесей, строения и особенностей пространственной решетки и характера распределения в ней кристаллических частиц (молекул, атомов или ионов)¹.

Так, например, плавиновый шпат (флюорит) окрашен в различные оттенки зеленого, фиолетового, серого, бурого и желтого цветов, а изредка бывает бесцветным и прозрачным. При нагревании флюорита окраска исчезает, а при действии лучей радия вновь появляется. Искусственная окраска флюорита может быть вызвана также действием электрических разрядов или катодных лучей.

Эта окраска зависит от состояния атомов и ионов в молекуле флюорита и тех изменений, которые могут вызвать в ней нагревание минерала, действие лучей радия или электрических разрядов.

Нередко чаще цвет минерала является собственной окраской данного химического вещества или зависит от содержания различных примесей. Так, горный хрусталь в чистом виде бесцветен, а в случае примеси окислов марганца приобретает фиолетовую окраску и называется аметистом.

Турмалин бывает зеленым, розовым, синим и даже черным, смотря по тому, соединения каких элементов присутствуют в нем в виде примеси. Даже рудные минералы с металлическим, а особенно с полуметаллическим блеском нередко дают отклонения от обычных средних цветов. Так, цинковая обманка, в зависимости от примеси железа бывает медово-желтой,

¹ Вопрос о причинах окраски минералов подробно разбирается в книге академика А. Е. Ферсмана „Цвета минералов“.

иногда даже прозрачной, бурой, желтовато-серой, коричневой и даже черной с синеватым оттенком.

Несмотря на такое разнообразие окраски ряда минералов, цвет является одним из существенных признаков при их определении. Необходимо только пользоваться им с осторожностью, учитывая все разнообразие природной окраски минералов и руководиться в основном другими, более постоянными свойствами, в особенности твердостью, спайностью и кристаллической формой.

В ряде случаев окраска является настолько характерным признаком минерала, что не только позволяет определить его, но и дает указания относительно его химического состава. Так, все водные соли меди зеленого или синего цвета, а для силикатов черный или зеленовато-черный цвет указывает на присутствие в данном минерале соединений железа и магния.

Умение определять минералы по цвету в особенности важно для полевой разведочной работы, когда яркие цвета и налеты вторичных минералов на естественных выходах и обнажениях первые привлекают внимание опытного разведчика и являются тем признаком, по которому были открыты месторождения многих полезных ископаемых.

Побежалость. Иногда, кроме основной окраски минерала, тонкий поверхностный слой имеет дополнительную окраску. Это явление называется побежалостью и наблюдается между прочим также на поверхности стали при ее закалке.

Побежалость часто бывает радужной, из нескольких цветов, как у борнита и халькопирита, причем поверхность минерала переливается синим, красным и розовато-фиолетовым цветом. Побежалость объясняется образованием тонких окрашенных пленок или налетов на поверхности минерала вследствие вторичных реакций. Иногда побежалость бывает одноцветная, например золотистая, как у бурого железняка (по преимуществу в натечных формах).

Блеск. Большинство минералов в отраженном свете обладают блеском. Только немногие из них в кусках имеют матовую поверхность, кристаллы же всегда блестят.

Разобраться в этом свойстве минералов для начинающих довольно трудно. Укажем поэтому на взаимоотношение между блеском, прозрачностью и цветом черты минералов.

Различают следующие важнейшие виды блеска:

1. **Металлический**—как у золота, стали, серебра на полированной поверхности.

Металлический блеск, свойственный самородным металлам, большинству сернистых минералов (галениту, серному и медному колчедану и др.) и окислам железа, связан с непрозрачностью вещества. В силу этого цвет черты минералов с металлическим блеском черный или темноокрашенный.

2. **Металловидный**—как у потускневших от времени металлов. Минералы с металловидным блеском (железистая цинковая обманка, лимонит и др.) дают черту более светлую, хотя и интенсивно окрашенную.

3. Неметаллический блеск наблюдается у минералов прозрачных и просвечивающих по краям. Эти минералы дают черту белую или светлоокрашенную.

Укажем дальнейшие подразделения неметаллического блеска, которыми нередко приходится пользоваться, как характерными признаками для определения минералов:

1. Алмазный блеск обуславливается отражением от внутренних плоскостей минерала и свойственен минералам прозрачным или полупрозрачным с большим показателем преломления. Примеры: алмаз, цинковая обманка, церуссит, киноварь.

2. Жирный блеск — поверхность минерала кажется как бы намазанной жиром. Примеры: элеолит, сера и др.

3. Стекланный блеск — поверхность минерала блестит как стекло (но слабее, чем минералы с алмазным блеском). Стекланным блеском обладают многие прозрачные минералы: горный хрусталь, топаз, гипс и др.

4. Перламутровый блеск — минерал блестит как поверхность перламутра, что обуславливается отражением света изнутри минерала от плоскостей спайности. Примеры: слюда, тальк.

5. Шелковый блеск обуславливается волокнистым строением минерала. Примеры: асбест, селенит, малахит.

Кроме того, различают некоторые промежуточные виды блеска, как, например, жирноватый, алмазовидный, которые менее отчетливо выражены, чем более распространенные и типичные виды блеска, перечисленные выше.

Блеск иногда искажает цвет минерала. Так, например, алмазный блеск киновари маскирует красный цвет ее кристаллов, придавая им сероватую окраску.

Определение блеска минералов, а в некоторых случаях и цвета их представляет для начинающего известные трудности. Различие блеска и цвета особенно отчетливо выступает, если испытываемые 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, обладающим соломенно-желтым цветом или с серебристо-белым арсениопиритом.

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 черты проводят несколько раз куском минерала по неглазурованной фарфоровой пластинке (так называемому «бисквиту»).

Черта должна быть широкая, не менее 1—2 мм шириной. Начинаящим 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 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 из возможных или действительно наблюдаемых граней кристалла. В зависимости от того, насколько отчетливо проявляется это свойство, различают следующие степени совершенства спайности:

1. Спайность весьма совершенная — когда минерал по определенному направлению делится очень легко на листочки

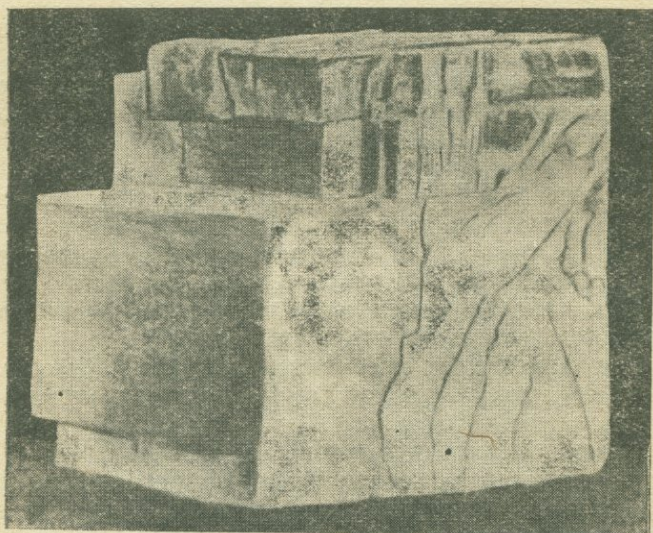


Рис. 30. Кусок каменной соли с совершенной спайностью.

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. 30).

3. Спайность средняя — при раскалывании минерала получаются осколки его, одинаково часто ограниченные как неправильной поверхностью излома, так и плоскостями спайности. Примеры: полевые шпаты¹, роговая обманка, плавиковый шпат.

¹ Название „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.

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 поворачивать 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). Спайность находится в тесной связи с внутренней структурой кристаллов и объясняется тем, что в пространственной решетке существуют плоские сетки, притяжение между которыми наименьшее вследствие большого расстояния и минимального химического сродства, и разрыв кристалла по этим плоскостям происходит легче, чем в каком-либо другом направлении. В случае одинаковых сил сцепления между атомами спайность отсутствует.

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».

Примеры легких минералов: гипс, каменная соль, кварц, полевые шпаты.

Примеры тяжелых минералов: цинковая обманка, пирит, магнетит, красный железняк.

Примеры очень тяжелых минералов: свинцовый блеск, вольфрамит, киноварь, самородная медь.

Излом. При раскалывании минералов получают или ровные плоскости когда они раскалываются по 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, как и у кварца, обсидиана (вулканического стекла), опала, халцедона.

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

3. Крючковатый — поверхность излома покрыта мелкими крючечками, как у самородной меди, серебра и других ковких металлов.

4. Землистый — если поверхность излома матовая и покрыта мелкой пылью, как у боксита, каолина.

Магнитные свойства. Некоторые минералы обладают магнитностью — действуют на магнитную стрелку (как кусок железа, но несколько 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. Дендриты получают при быстрой кристаллизации минералов, а также при кристаллизации в тонких трещинах или в вязком веществе (например в мокрой глине), когда отдельные кристаллики нарастают друг на друге, образуя фигуры, напоминающие ветви дерева. Примером могут служить дендриты самородной меди (рис. 52) или дендриты пиролюзита, в виде нежных черных веточек, как бы нарисованных на стенках трещин в известняках и доломитах.

2. Друзы — сростки кристаллов, прикрепленных одним концом к общему основанию, благодаря чему у них окристаллизованы только свободные концы. На рис. 31 изображена друза кристаллов горного хрусталя.

3. 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 FeS_2 (рис. 32), конкреции фосфоритов (рис. 92), сферосидеритов, кремней и некоторых других минералов, образующихся среди осадочных пород.

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

4. Жеоды представляют полости в горной породе, отчасти заполненные минеральным веществом. Обычно это происходит, если в пустоту проникает минералообразующий раствор и выделяющиеся из него кристаллы образуются на стенках, давая друзы, причем в середине обычно остается свободное простран-



рис. 31. Друза кристаллов горного хрусталя. Дофинэ, Франция.

ство. Чаще всего встречаются жеоды, наполненные кристаллами горного хрусталя, реже аметиста, кальцита и других минералов (рис. 33). Особенно часто жеоды встречаются среди бурых железняков.

5. Оолиты получают, если минеральное вещество осаждается из раствора на какие-нибудь зернышки — песчинки, тела бактерий, покрывая их как бы скорлупками, налегающими одна

на другую. В результате этого процесса получается скопление оолитов — шариков минерала с концентрически-скорлуповатым строением, иногда волокнистым, соединенных между собою минеральным цементом сходного состава. Размеры отдельных оолитов в среднем колеблются от просыаного зерна до размеров горошины.

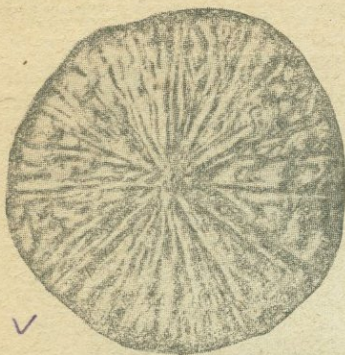


Рис. 32. Конкреция марказита.

Оолитовое строение наблюдается в арагоните (рис. 34), отлагающемся в теплых известковых источниках Карлсбада (Чехословакия), 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.

6. Стекло́нной головой старинные рудокопы называли характерные образования, имеющие округлые гладкие, как бы отшлифованные поверхности бурого, черного и буровато-крас-



Рис. 33. Жеода с кристаллами дымчатого горного хрусталя, берилла и топаза.

ного цвета. Эти образования состоят из опала $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и представляют губчатые массы, впитавшие в себя минеральные вещества, например лимонит $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ или соединения мар-

ганца, собирающиеся на натечных образованиях и придающие им блеск как бы лакированной поверхности. Их строение очень сходно со строением оолитов, но скорлуповатые наслоения

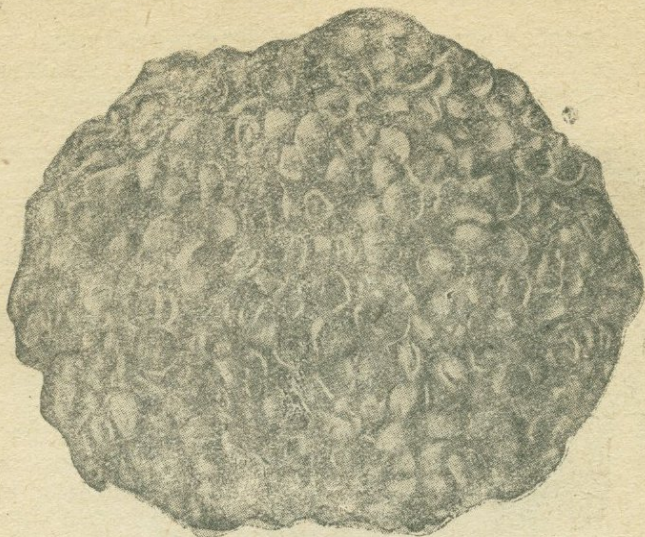


Рис. 34. Арагонит оолитового строения („Гороховый камень“).

имеют довольно большую толщину и сложены параллельными или радиально расходящимися волокнами, расположенными



Рис. 35. Красная стеклянная голова. Англия.

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 Fe_2O_3 (рис. 35).

По строению к ним примыкают натечные формы в виде сосулек, почек и т. д., в которых часто встречаются лимонит (рис. 36), пиролюзит, малахит и другие минералы, образующиеся из водных растворов, притекающих по какой-нибудь поверхности испаряющихся и выделяющих при этом содержащиеся в них вещества.



Рис. 36. Натечные формы лимонита.

сталактитами (рис. 45). Другая часть того же раствора испаряется при падении капель на почву пещеры и растворенное вещество образует округлой формы выступ, называемый сталагмитом (см. рис. 45), который растет кверху и может, наконец, соединиться со свисающим с потолка сталактитом.

Чаще всего сталактиты и сталагмиты состоят из кальцита и имеют концентрически-цилиндрическое строение, объясняющееся самым способом их образования. Сталактиты и сталагмиты часто встречаются в пещерах среди известняков, например в Крыму и на Кавказе.

Изоморфизм

Изоморфизм называется свойство веществ, сходных по химическому составу, кристаллизоваться в близких формах и в то же время давать так называемые **изоморфные смеси**.

Различают два вида изоморфизма:

1. **Изоморфизм совершенный**, если два близких по составу вещества дают изоморфные смеси, т. е. однородные кристаллы смешанного состава, промежуточного между двумя крайними членами, причем кристаллографические особенности этих смесей представляют постепенные переходы от одного крайнего члена ряда к другому.

2. **Изоморфизм несовершенный**, когда промежуточные изоморфные смеси не образуются.

Прекрасным примером совершенного изоморфизма могут служить известково-натровые полевые шпаты — плагиоклазы, представляющие собою изоморфные смеси двух минералов — альбита $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ и анортита $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — 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.

Другим примером совершенного изоморфизма могут служить минералы группы ангидрита.

Ангидрит	CaSO_4
Барит	BaSO_4
Целестин	SrSO_4
Англезит	PbSO_4

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

Примером несовершенного изоморфизма могут служить кальцит CaCO_3 и магнезит MgCO_3 , кристаллизующиеся в гексагональной системе, изоморфных смесей они не дают, а образуют только одно промежуточное соединение — доломит — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

При изображении формул изоморфных смесей символы элементов, которые могут замещаться один другим, заключают в скобки, отделяя один от другого запятыми. Так, формула вольфрамита $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ указывает, что Fe и Mn могут замещаться один другим, что и наблюдается в широких пределах для вольфрамита из разных месторождений.

Явления изоморфизма и образования изоморфных смесей широко распространены среди минералов и изучение их имеет очень большое значение, облегчая понимание иногда весьма сложного химического состава минералов.

К числу изоморфных минералов относятся роговые обманки, пироксены, плагиоклазы и некоторые другие группы минералов.

Согласно данным рентгенометрического анализа, в минералах, представляющих собою изоморфные смеси, атомы одного элемента замещают атомы другого, занимая то же место в кристаллической решетке, причем строение последней лишь немного изменяется, почему несколько изменяются углы между гранями.

Одновременно с изменением кристаллографических свойств в изоморфном ряду постепенно изменяются и физические свойства кристаллов, как например, удельный вес и оптические свойства (показатели преломления, сила двойного лучепреломления и др.).

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 $\text{CuCO}_3\text{Cu}(\text{OH})_2$ 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.

В природе очень редко наблюдается, что химический состав минерала исчерпывающе выражается его химической формулой; обычно в минералах присутствуют примеси в том или ином количестве.

Эти примеси или являются компонентами изоморфной смеси, или дают твердые растворы¹, как видно на примере пирротина Fe_7S_8 , который рассматривают как твердый раствор серы в односернистом железе FeS или же представляют микроскопические включения посторонних минералов.

Типичным примером последнего случая является медистый пирит, FeS_2 , содержащий 2—3 и более процентов меди и, кроме того, нередко серебро и золото. Они присутствуют обычно в виде тонких механических включений халькопирита, реже в форме изоморфной примеси, и создают главную промышленную ценность пирита, но в формулу минерала не входят.

Полиморфизм

Полиморфизмом называют способность вещества образовывать две или несколько разновидностей, которые имеют один и тот же химический состав, но разные физические и физико-химические свойства.

Среди минералов известно несколько примеров полиморфизма. Так, кальцит CaCO_3 кристаллизуется в гексагональной системе, а арагонит CaCO_3 — в ромбической системе. Пирит (кубической системы) и марказит (ромбической системы) представляют полиморфные разновидности (модификации) сернистого железа и имеют одинаковый химический состав — FeS_2 .

¹ Твердый раствор — однородное твердое тело, состоящее из двух или более веществ, растворенных одно в другом, относительные количества которых могут изменяться без нарушения однородности, как в обычных жидких растворах.

При получении твердых растворов новое вещество занимает промежутки между атомами решетки основного вещества (растворителя) и, заполняя их, увеличивает расстояния между атомами этого вещества.

Твердые растворы могут быть аморфными и кристаллическими; к первым относятся некоторые природные стекла, опал, окрашенный растворенными в нем окислами железа, а ко вторым многие минералы.

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 — С.

Образование той или иной полиморфной модификации вещества при одинаковом составе исходного продукта обусловлено определенными физическими условиями, главным образом температурой 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. 37 и 38 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.

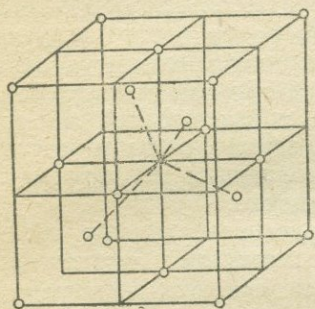


Рис. 37. Структура алмаза.

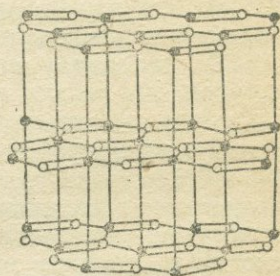


Рис. 38. Структура графита. Графит имеет 2 сорта атомов (белые и черные кружки), которые различаются по своему значению в решетке.

Исследования показали, что в пространственной решетке графита углеродные атомы расположены как бы по шестиугольным пластинкам (рис. 38). Группы таких пластинок образуют целые плоскости, составляющие горизонтальные направления в решетке. По вертикальному же направлению расстояния между ближайшими атомами гораздо больше и равны 0,341 м μ . В результате этого связь атомов углерода по последнему направлению гораздо слабее, чем по всем остальным направлениям. Внешне это выражается в том, что графит легко расщепляется на отдельные тонкие чешуйки, соответствующие плоскостям спайности кристалла.

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 в., 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 моллюска 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 — моноклинные 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 3500 м¹.

¹ Самые глубокие рудники мира не достигают глубин 2,5 км; золотые рудники Village Deep Mine в Южной Африке — 2289 м. Самыми глубокими буровыми скважинами являются буровые на нефть: скважина в штате Oklahoma (США) 3400 м. В этой буровой температура на глубине 2450 м равна 111°С;

Однако, совершенно ошибочно было бы допустить, что наше точное знание состава земной коры ограничивается глубиной в 3,5 км ниже поверхности суши.

Слои осадочных пород и потоки лавы, в результате тектонических движений часто бывают собраны в синклиналильные складки и, если мы знаем выходящие на поверхность слои по обеим крыльям синклинали, то мы знаем также их состав в нижних погруженных частях синклинали, уходящих, может быть, на глубину 12—15 км. Что же касается массивов изверженных горных пород, занимающих на поверхности земли десятки кв. километров, то мы можем допустить, что состав их не изменяется и на глубине многих тысяч метров.

Поэтому считают, что мы можем распространить наши знания о составе земной коры до глубины максимум 16 км.

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.

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

O — 46,71	Cl — 0,045	Pb — 0,002
Si — 27,69	Cr — 0,035	Co — 0,001
Al — 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 — 0,00023
Ti — 0,62	Cu — 0,010	Cd — 0,00011
H — 0,14	U — 0,007	J — 0,000006
P — 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, Ta — 0,003	Pt — 0,0000001
Ba — 0,050	Th — 0,002	

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.

предполагали, что на глубине 3000 м она достигнет 140° С и даст для промышленности перегретый пар, что и оправдалось.

Самая глубокая буровая скважина в СССР находится в Бакинском районе на Сураханском месторождении и имеет в глубину 3425 м. Углубление ее продолжается.

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 (Ce) и иттрий (Y), и что содержание свинца и олова гораздо меньше, чем ниобия (Nb) и тантала (Ta). 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, поднявшаяся из недр земли. 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, CO₂ и H₂O, 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. Изверженные 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 (стр. 45).

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 при-

Название минералов или групп минералов	Количество в земной коре, %	Название минералов или групп минералов	Количество в земной коре, %
Плагиоклазы	40,2	Минералы глины	1,1
Ортоклаз	17,7	Лимонит	0,3
Амфиболы, пироксены, оливин	16,3	Доломит	0,1
Кварц	12,6	Другие минералы осадочных пород	0,4
Магнетит и гематит	3,6	Прочие минералы изверженных пород	2,9
Слюда	3,3		
Кальцит	1,5		
			100,0

родной воды и организмов, и наконец, к третьей группе относятся процессы минералообразования, протекающие среди метаморфических пород, нередко при большом давлении и высокой температуре.

Зоны земной коры

Процессы минералообразования, идущие в земной коре на различных глубинах, стоят в тесной зависимости от внешних условий, в особенности от температуры, давления, присутствия и химической активности O , CO_2 , H_2O и SiO_2 .

По характеру преобладающих процессов образования и изменения горных пород и минералов земная кора может быть разделена на несколько зон. Для каждой из них характерны определенные интервалы температуры и давления, химического действия O , CO_2 , H_2O и SiO_2 и определенные комплексы минералов, устойчивых при данных условиях.

Схематический разрез земной коры с подразделением ее на зоны приведен на рис. 39. Глубины указаны в километрах.

Верхние слои земной коры носят название зоны выветривания; она в свою очередь подразделяется на поверхностную часть — биосферу, и лежащую ниже область глубинного выветривания.

Биосфера прилетает 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, в особенности растений и почвенных бактерий. Реакции идут при небольшом, часто атмосферном, давлении и низких температурах.

В области глубинного выветривания реакции образования и изменения горных пород и минералов идут уже при несколько повышенных температуре и давлении в связи с большей глубиной. Главную роль здесь играют проникающая сюда природная вода и углекислый газ.

В зоне выветривания накапливаются по преимуществу такие химические соединения, которые образуются с максимальным выделением тепла и которые устойчивы по отношению к кислороду, углекислоте и воде.

Только при особых физико-химических условиях образуются минералы с иными свойствами. Так, например, пласты каменной соли или калийных солей, образовавшиеся в прежние геологические периоды, могли сохраниться до нашего времени только

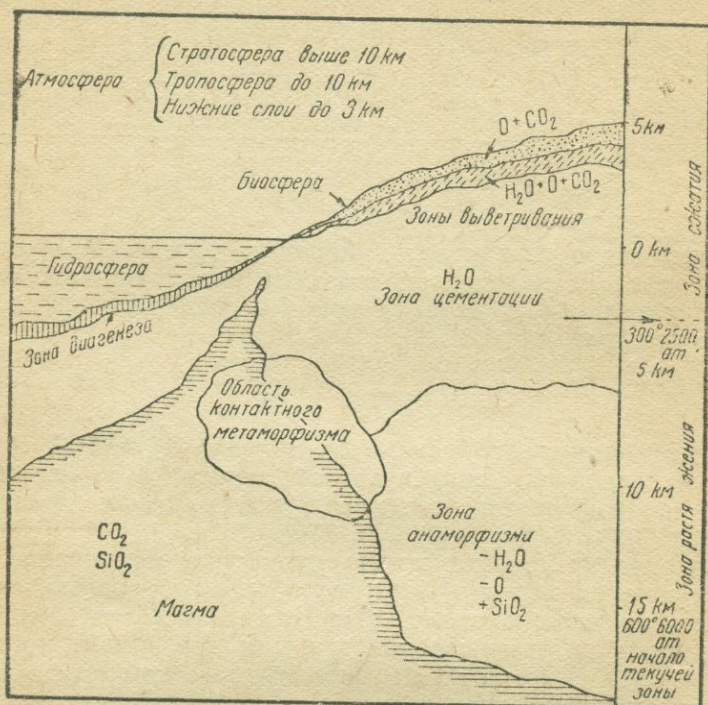


Рис. 39. Схема зон земной коры. (По А. Е. Ферману).

под защитой илистых осадков, образовавших водоупорный слой над пластами солей; образование пластов ископаемых углей возможно было только благодаря накоплению растительной клетчатки и ее разложению под водой и без доступа воздуха.

Зона диагенеза приурочена к тем слоям земной коры, которые слагают дно океанов на значительных глубинах и находятся под давлением вышележащего слоя морской воды в несколько километров толщиной.

Рыхлые слои известковых, глинистых и кремнистых осадков органогенного происхождения под влиянием процессов диагенеза превращаются в плотные известняки, мергеля и яшмы, причем происходит уплотнение осадков, цементирование составных частей осадочных пород, выщелачивание солей и частичная перекристаллизация.

Зона цементации отличается еще более высокой температурой и давлением. В этой области в химических реакциях

образование гидратов заметно преобладает над простым окислением, отложение вещества преобладает над растворением и развиваются процессы заполнения образовавшихся трещин и цементации пород, которые все усиливаются с глубиной.

Граница зоны цементации и зоны анаморфизма (глубинного метаморфизма) приближается к границе сжатия и растяжения, т. е. отвечает по преимуществу поясу спокойствия по представлению современных геофизиков.

Все, лежащее выше этой границы, захвачено процессами образования трещин, сжатия, сдвигов и складок в результате бокового (тангенциального) давления. Эти процессы генетически совершенно обособлены и носят поверхностный характер, причем главным деятелем в них являются природная вода и углекислота.

В противоположность этому, более поверхностному типу явления ниже пояса спокойствия процессы минералообразования связаны с глубинными очагами изверженных магм и теми скоплениями руд тяжелых металлов, которые образуются в связи с явлениями вулканизма и глубинных интрузий.

В зоне 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 безводные соединения. Для этой зоны особенно характерны процессы силификации — образования силикатов (кремнекислых соединений) за счет известковых пород и кремнезема. Давление здесь очень значительно и достигает до 6 000 ат. Вода в зоне анаморфиза находится частью в жидком виде, частью в виде перегретых паров.

На границе между зоной анаморфизма и нижележащей зоной магмы на рис. 39 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 — 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 перекристаллизуются, приобретая иной вид, состав и структуру.

Магма и ее дифференциация

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

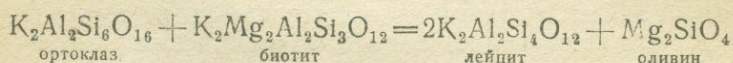
Магма представляет взаимный раствор своих компонентов, из которых важнейшими и преобладающими являются силикаты. Кроме того, в магмах всегда встречаются газы, главным образом пары перегретой воды (частью диссоциированные на H и OH) HF, H₂S, HCl, CO, CO₂ и летучие соединения S, P и B, присутствие которых 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:



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.

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 дифференциации 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 собой. Все разнообразие горных пород и образующихся из них минералов может быть объяснено дифференциацией этой магмы, т. е. способностью расщепляться или распадаться на части, различные по химическому и минералогическому составу, которые образуют отдельные горные породы и скопления рудных минералов.

Дифференциация магмы представляет очень сложный физико-химический процесс, который просходит частью в еще жидкой магме, частью во время ее застывания.

Поднимаясь из глубин земли, магма находится в неустойчивом подвижном состоянии, изменяется ее температура и давле-

ние, 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 постепенно 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 магмы под влиянием горообразующих процессов, — в результате чего рудные минералы нередко распределяются в магме в виде неправильных масс, называемых шлирами¹ (рис. 40), штоками, гнездами.

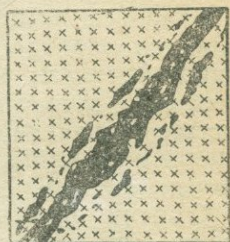


Рис. 40. Шлир. (По А. Г. Титову.)

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 полу-

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

чаются различные кислые породы, например граниты, кварцевые диориты и др., обычно богатые акцессорными минералами и, кроме того, такие породы, как пегматиты, аплиты и т. д.

Минералы магмы

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 дифференциации 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, за исключением роговой обманки, кроме того, хромит и самородная платина, а для щелочных магм — нефелин и апатит.

Процессы минералообразования, связанные с магмой

Магма, поднимаясь из недр земли по трещинам в земной коре, 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, другие выносятся за пределы магматического очага и затвердевают в оболочке, и наконец, третьи входят в состав горной породы, которая получается из застывшей магмы.

В конце затвердевания магматического массива в глубине его скопляются самые кислые остатки магмы, богатые минерализаторами (в особенности парами воды и летучими соединениями

F, Cl, B 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 многочисленные минералы гидро-

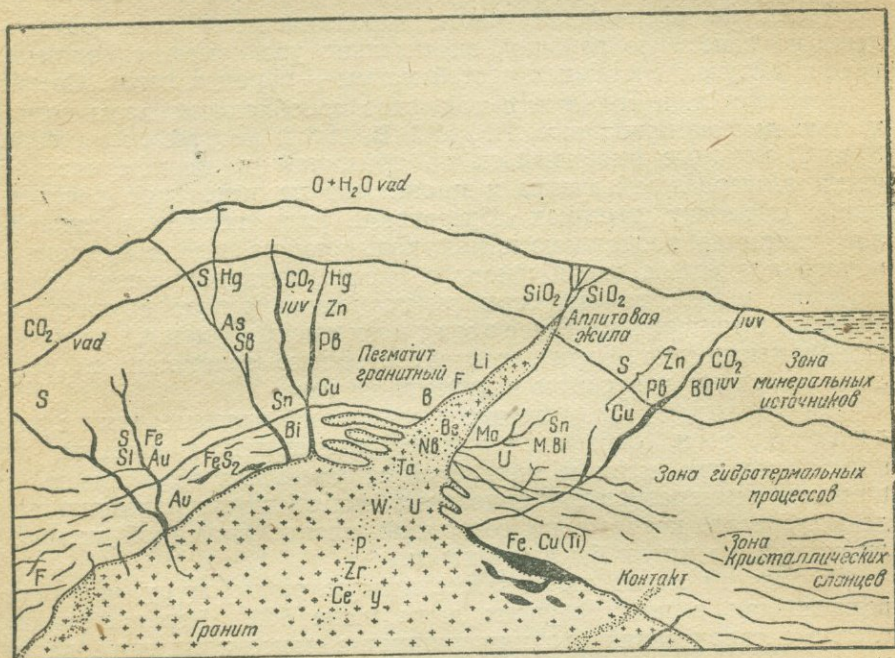


Рис. 41. Схематический разрез через земную кору в области гранитных магм. (По А. Е. Ферсману.)

термального происхождения, а также минералы рудных жил, месторождения которых чаще всего имеют 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 рис. 41, 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 (вадозного) происхождения, растворенный в грунтовых водах, играет особенно важную роль в процессах минералообразования, идущих в самых верхних частях земной коры, тогда как углекислый газ ювенильного происхождения, т. е. выделяющийся из магмы и связанных с нею восходящих горячих водных растворов, участвует в минералообразовании на больших глубинах.

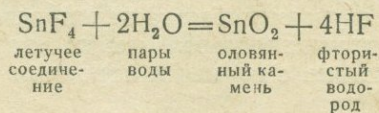
Минералы пневматолитовых и пегматитовых жил

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, частью диссоциированные, HF, HCl, B, H₂S 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, например оловянного камня, вольфрамита, шеелита, мышьякового колчедана, молибденового блеска, литиевой слюды, плавыкового шпата, топаза, берилла, турмалина и ряда других, называемых минералами пневматолитовых жил, которые имеют вытянутую форму, соответствующую трещинам в оболочке, а также и в самом интрузивном теле.

Газообразные составные части магмы, называемые минерализаторами, 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 интрузирует 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 сланцевые 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:



Фтористый водород при высокой температуре образования в присутствии перегретых паров воды видоизменяет окружающие минералы, причем из полевых шпатов 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 называются пегматитами (см. рис. 114), обычно залегающие в форме жил (рис. 42).

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 порообразующие минералы — полевые шпаты, кварц, слюды — отличаются очень крупными размерами и хорошо образованными кристаллами. Так, в Карелии была заложена выработка в одном кристалле микроклина; в Индии встречались пластины мусковита до 3 м в диаметре; в Южной Дакоте (США) кристаллы сподумена $\text{LiAl}(\text{SiO}_3)_2$, похожие на древесные стволы, достигают 12 м в длину. Кристаллы горного хрусталя в несколько десятков сантиметров длиной не представляют редкости.

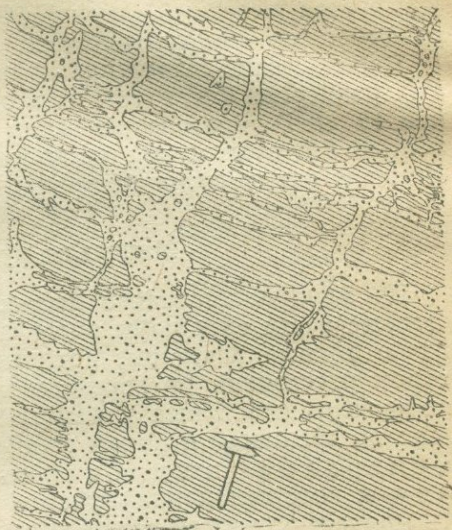


Рис. 42. Пегматитовая жила с разветвлениями. (По А. Г. Титову.)

В 1929 г. при разработке полевого шпата в Северной Америке были найдены колоссальные кристаллы берилла, образующие радиально-лучистые массы общим весом до 100 т; самой большой из них весом в 18 т, имел длину в 5,5 м при толщине 1,2 м.

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 , HCl , HF и FeCl_3 , вступая в реакцию друг с другом и с газами атмосферы, дают начало 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 трещинах 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, змевик и карбонаты.

При выделении минералов из горячих водных растворов наблюдаются два типа минералообразования, существенно отличающихся друг от друга.

1. В большинстве случаев отложение минералов происходит в трещинах, порах, вообще в готовых уже пустотах, это — тип заполнения пустот, причем образующиеся месторождения имеют более или менее ясно выраженную линейную форму рудных жил. Если при этом и наблюдается изменение боковых пород и образование в них новых минералов, то эти процессы имеют второстепенное значение.

2. Реже наблюдается, что растворы, циркулирующие по горным породам — в особенности по мало устойчивым химически известнякам и доломитам — растворяют частицы последних и замещают их частицами руды и сопровождающих ее минералов — развиваются процессы метасоматизма и получаются метасоматические месторождения.

В зависимости от глубины залегания и близости к магматическому очагу различают глубинные жилы (гипотермальные), жилы средней глубины (мезотермальные) и поверхностные жилы (эпитермальные).

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 характерны 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 1200 до 3600 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 плавленый шпат и барит.

Процессы метасоматизма в особенности типичны для жил средней глубины, причем, при сильном развитии их, месторождения приобретают форму неправильных пустот в земной коре, заполненных обломками боковых пород, которые соединены цементом из рудных минералов.

Нередко наблюдаются также неправильные жилы и рудные тела других форм, состоящие из жильных минералов с рудой или даже только из руды, которые образовались по типу заполнения пустот, причем процессы метасоматизма не играли существенной роли.

Практическое значение рудных жил средней глубины очень велико: они дают большую часть мировой добычи золота, а также серебра, 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 Калифорнии 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 или отлагается у подножия горных склонов¹, а также в долинах рек и ручьев (рис. 43).

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

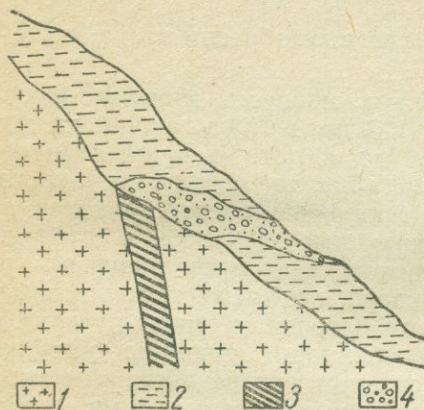


Рис. 43. Схематический разрез разрушающейся золотоносной кварцевой жилы.
1 — гранит; 2 — дельта-виль; 3 — золотоносная жила;
4 — разрушающаяся жила.

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

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

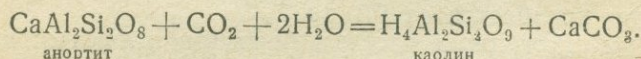
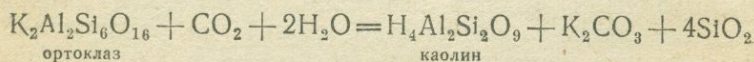
звечиваются. Кварц частью выделяется в виде песка, частью переходит в растворимое состояние. Соли Fe, K, Na, Ca и отчасти Mg переходят в раствор и уносятся текучими водами. Часть солей Mg входит в состав образующихся в зоне выветривания устойчивых вторичных силикатов и карбонатов, — змевика (серпентина), талька, магнезита и палыгорскита.

Несмотря на то, что при этом переходят в растворимое 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% по сравнению 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:



В состав глин, кроме каолина, входят как механическая смесь 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 латеритов.

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 обуславливаются главным образом влиянием тепла; при этом железо отлагается в почве не в виде лимонита ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), а в виде более бедной водой красной гидроокиси железа ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), а перегной (гумус) быстро разрушается и потому не может накапливаться, 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 гнездами и залежами гидроокиси железа латерит белеет и состоит главным образом из гидраргиллита ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$).

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

Процессы бокситизации. Процессы латеритизации, происшедшие 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, фосфорная 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 землястых 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%; Fe_2O_3 — 18,5—20,7%.

Запасы бокситов около 5,7 млн. т.

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.

Крупные месторождения высококачественных бокситов открыты и разведаны на Северном Урале близ Надеждинска. Два

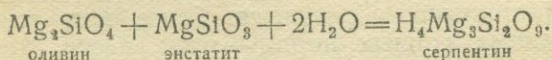
наиболее крупных месторождения — Красная Шапочка и Бого-
словское — расположены недалеко от линии железной дороги.

Средний химический состав этих бокситов: Al_2O_3 — 50—55%;
 SiO_2 — 3—8%; $Fe_2O_3 + FeO$ — 27—30%.

Запасы по одному месторождению Красная Шапочка состав-
ляют около 5 млн. т.

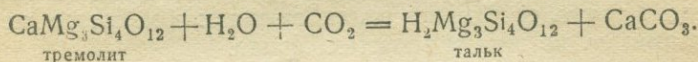
Процессы серпентинизации. При действии природных вод,
содержащих углекислый газ, на оливиновые породы, например
перидотиты и дуниты, оливин превращается в серпентин
(змеевик) $H_4Mg_3Si_2O_9$, причем сопутствующим продуктом вы-
ветривания иногда является магнезит $MgCO_3$, а железо, обычно
содержащееся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

Если выветривается оливин и пироксен (энстатит), реакции
идут так:



Оливиновые породы, распространенные по всему Уралу, часто
содержат хромистый железняк $FeCr_2O_4$, который при серпенти-
низации выделяется и дает месторождения, нередко имеющие
крупное промышленное значение. Кроме того, на процессах пе-
реработки серпентинов горячими водами в них образуются
жилы серпентин-асбеста, близкого по составу к змеевику
и имеющего большое промышленное значение.

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



Кроме того, тальк образуется из роговых обманок, пиро-
ксенов и других минералов, содержащих магний в качестве со-
ставной части.

Кремнезем при выветривании частью выделяется в виде пе-
ска, частью переходит в раствор и в растворенном состоянии
уносится водою. Выделяясь из растворов, кремнезем то служит
цементом обломочных пород, давая плотные песчаники и квар-
циты, то выделяется в трещинах осадочных пород в виде жиль-
ного кварца или дает прекрасные кристаллы горного хрусталя
среди глинистых сланцев и известняков.

Из водных же растворов выделяются халцедон, кремь и
опал.

Минералы разрушающихся рудных жил

Рудные жилы, вскрытые процессами эрозии и выходящие на
дневную поверхность, также подвергаются процессам выветри-
вания, причем колебания температуры, вода, замерзающая
в трещинах и корни растений механически разрушают как окру-

жающие 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.

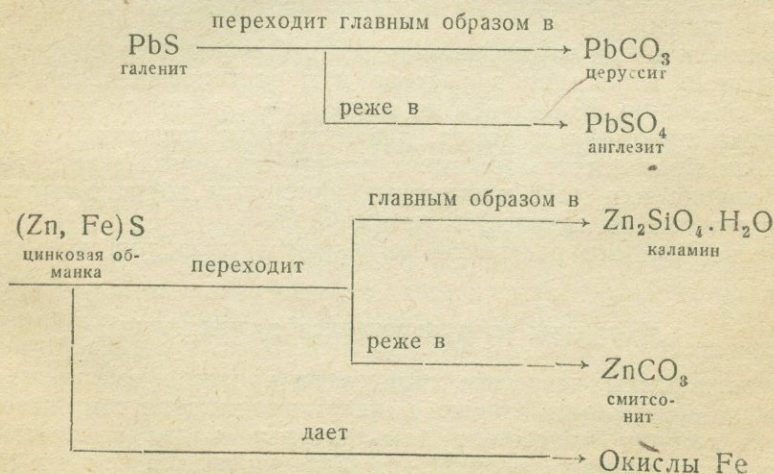
Рудные минералы в таких жилах состоят по преимуществу из сернистых соединений, в связи с чем процессы их химического выветривания идут обычно более интенсивно, чем разрушение окружающих горных пород, и вызывают образование ряда новых вторичных рудных минералов и перераспределение содержания в рудной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

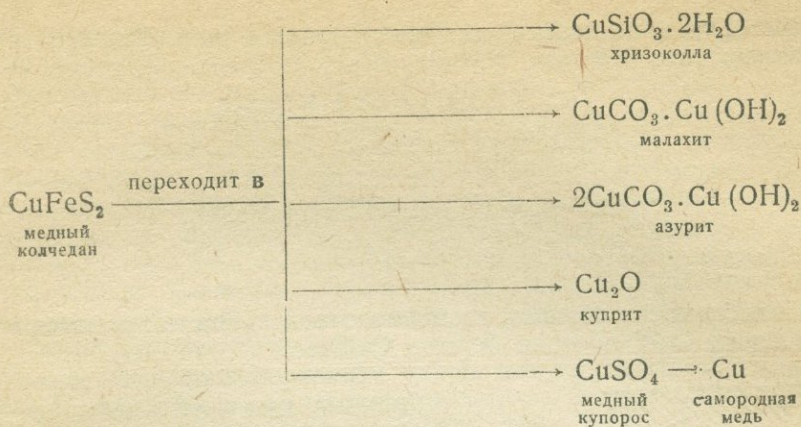
Под влиянием процессов выветривания горные породы и заключенные в них руды превращаются в сочетания минералов, наиболее устойчивых в условиях, господствующих на земной поверхности; постепенно образуются более или менее рыхлые массы измененных горных пород — глин, песка, бурого железняка и труднорастворимых 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 настолько богата железом, что ее раньше разрабатывали в качестве железной руды, например во многих местах Урала.

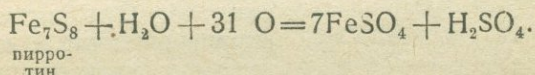
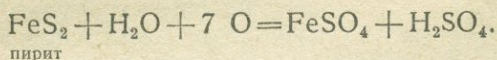
Ход процессов изменения важнейших рудных минералов в зоне окисления представлен в следующих схемах:





Кроме того, при окислении медного колчедана получается железный купорос FeSO_4 , а конечным продуктом является лимонит $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

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:



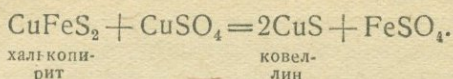
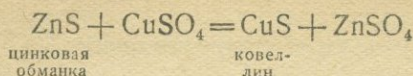
Конечным продуктом окисления железа, входящего в пирит и пирротин, является опять-таки лимонит.

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 достигается наиболее длительное соприкосновение между минералами и водой. 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 вто-

ричные руды, типичные для меднорудных жил. Реакции идут примерно так:



Подобным же образом из медного колчедана получают медный блеск Cu_2S и, реже борнит Cu_3FeS_3 .

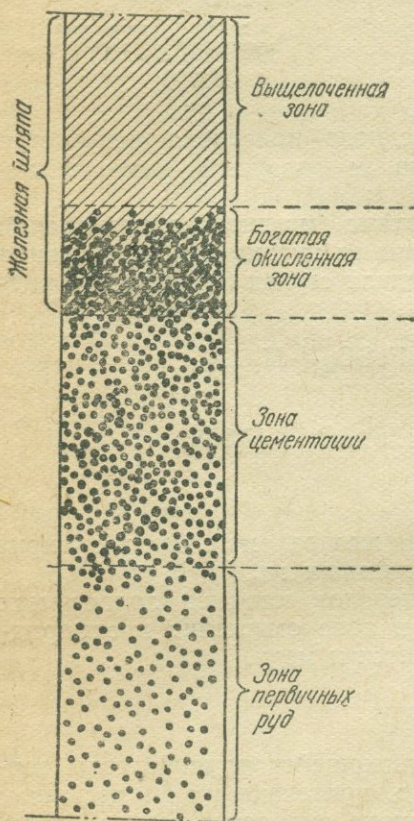


Рис. 44. Вторичная зональность в разрушающейся меднорудной жиле.

Зона образования этих вторичных руд носит название зоны цементации (по характеру реакций) или зоны вторичного обогащения, так как вторичные сульфиды содержат гораздо больше меди, чем исходный материал — халкопирит¹.

Общая схема описанных выше процессов, вызывающих перераспределение меди в разрушающейся рудной жиле и местное обогащение медью отдельных зон, представлена на рис. 44. Для простоты взята кварцевая жила с медистым пиритом и халькопиритом в зоне первичных руд. Содержание меди условно показано точками. Чем больше густота точек, тем больше содержание меди, которое достигает максимума в богатой окисленной зоне.

Мы видим, что в результате процессов окисления и цементации (вторичного обогащения), медь, выщелоченная из верхней части зоны железной шляпы, выделяется в богатой окисленной зоне и в зоне цементации.

Процессы вторичного обогащения имеют особенно важное значение для так называемых медных порфировых руд — рассеянных руд, представляющих вкрапления сернистых медных минералов (чаще всего халькопирита и борнита), более или менее

¹ Халькопирит CuFeS , содержит 34,5% Cu; халькозин Cu_2S — 79,8% Cu; ковеллин CuS — 64,44% Cu; борнит Cu_3FeS_3 — 55,5% Cu.

густо распределенных в значительных толщах горных пород, и получивших за последние 10—15 лет крупное промышленное значение.

Среднее содержание меди в медных порфириновых рудах обычно небольшое, часто не выше 1—2%, и они являются выгодными только благодаря возможности их обогащения и значительным запасам. Во многих месторождениях этого типа указанное выше содержание меди приурочено главным образом к зоне цементации, тогда как зона первичных руд слишком бедна медью. Главным промышленным минералом зоны цементации является обычно халькозин.

Примером месторождения медных порфириновых руд может служить одно из крупнейших наших месторождений — Коунрад (близь озера Балхаш). В месторождении Коунрад содержание меди в зоне цементации в среднем 1,22%, тогда как глубинная зона настолько бедна медью, что является непромышленной.

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 значительном 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 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, затем каменная соль, далее калийные и калийно-магнезиальные соли — сильвин KCl , карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и другие минералы.

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

Зимой, как только температура воды упадет до 5—6° ниже нуля, из насыщенной солями воды залива начинает выпадать глауберова соль (мирабилит) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ в результате реакции: $\text{MgSO}_4 + 2\text{NaCl} \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{MgCl}_2$. 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 Кара-Богаз-Гола, является пе-

ремещение зимой выносов мирабилита на более высокий уровень, где их не могло бы смыть прибоем в летнее время.

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 озера с самосадочными солями, где на дне осаждаются мирабилит, — сульфатные озера, а в Западной Сибири после революции были открыты и эксплуатируются несколько озер, на дне которых выделяется природная сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

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 геологические 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 органогенного 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 бактерий¹, 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 во-

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.

дой 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 2750 млн. т, являющемуся базой Керченского металлургического завода.

В бурых железняках осадочного происхождения всегда содержится некоторое количество солей марганца, в исключительных случаях до 30%. Вода морей также содержит Mn, 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 Mn из морской воды.

В прежние геологические периоды, в особенности в третичный, на дне морей временами также происходило отложение марганца по преимуществу в виде пиролюзита MnO_2 , 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 Николаеве на Украине и в особенности в Чиатурах в Закавказье. Последнее месторождение имеет мировое значение как поставщик лучшей в мире марганцевой руды.

Большая часть солей кальция, образующихся при химическом выветривании горных пород, поглощается из морской воды организмами и входит в состав их оболочек, раковин 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 $CaCO_3$ из раствора то в виде кристаллического кальцита в трещинах горных пород, то в форме известковых сосул — сталактитов и сталагмитов (рис. 45) — в пещерах и углублениях в толще 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 получившаяся при разложении сероводорода при участии особых бактерий. В телах таких бактерий сера отлагается в виде мельчайших капелек. К биолитам в некоторых случаях могут

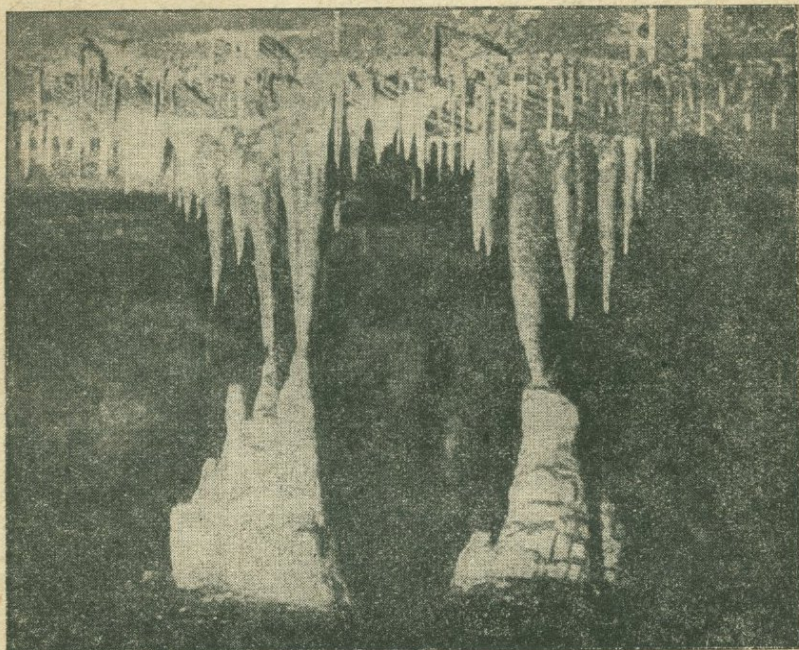


Рис. 45. Сталактиты и сталагмиты кальцита. Индиана, США.

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.

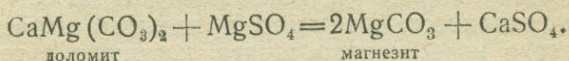
Такие процессы замещения одного вещества другим называются метасоматизмом. Медленно протекающие процессы метасоматизма могут совершенно изменить состав крупных масс породы.

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 растворов. При этом часть Са замещается Mg и получается доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

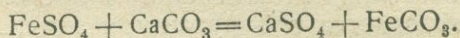
Особенно благоприятными условиями для такого преобразования известняков являются высокое давление и температура и значительное содержание Mg в растворах. При продолжительном действии магниезальных растворов доломит нередко превращается в кристаллический магнезит $MgCO_3$.

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

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



Другим примером метасоматизма может служить образование сидерита $FeCO_3$ при действии железистых растворов на известняки. Реакция может идти, например, так:



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

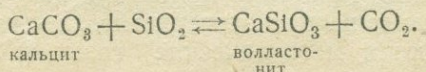
В отдельных случаях процесс идет почти без ясно видимого промежуточного сидеритового слоя, и на известняки непосредственно налегают бурые железняки, как это широко распространено на Урале в полосе железорудных месторождений, связанных с мраморами.

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

Минералы 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.

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 метаморфизма реакции можно выразить уравнением:



Реакция обратима, причем температура и давление действуют в противоположных направлениях. При повышении температуры карбонат кальция (кальцит) превращается в силикат — волластонит; увеличение давления меняет направление реакции в обратную сторону.

Характерными минералами метаморфических пород глубокой зоны являются кианит, волластонит, 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 глины 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, в 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 интродуцировавшей магмы представляет процесс очень медленный, зависящий от величины магматической массы и глубины ее залегания. Во время остывания раскаленное вещество магмы при температурах от 300



Рис. 46. Схематический разрез области контактов.

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, 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. 46).

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 колчедана 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 Дэна¹ и приведенная ниже с некоторыми сокращениями применительно к объему данной книги.

Система минералов Дэна

I класс

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

II класс

Сернистые соединения. Реальгар. Аурипигмент. Сурьмяный блеск. Висмутый блеск. Молибденовый блеск. Галенит. Халькозин. Цинковая обманка. Киноварь. Пирротин. Борнит. Ковеллин. Халькопирит. Пирит. Марказит. Арсенипирит.

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. Пирролюзит. Манганит. Лимонит. Боксит. Псиломелан.

VI класс

Соли кислородных кислот

1-й отдел. Карбонаты. Кальцит. Dolomit. Магнезит. Цинковый шпат. Сидерит. Арагонит. Церуссит. Малахит. Азурит.

2-й отдел. Силикаты.

A. Безводные силикаты

Метасиликаты. Энстатит. Бронзит. Гиперстен. Диопсид. Авгит. Волластонит. Родонит. Тремолит. Актинолит. Роговая обманка. Берилл.

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

Ортосиликаты. Нефелин. Гранаты. Оливин. Везувиан. Циркон. Топаз. Кианит. Эпидот. Каламин.

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

В. Водные силикаты.

Мусковит. Серицит. Флогопит. Биотит. Лепидолит. Хлориты. Змеевик. Асбест. Тальк. Гарниерит. Каолин. Хризокolla.

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.

I 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 ку-

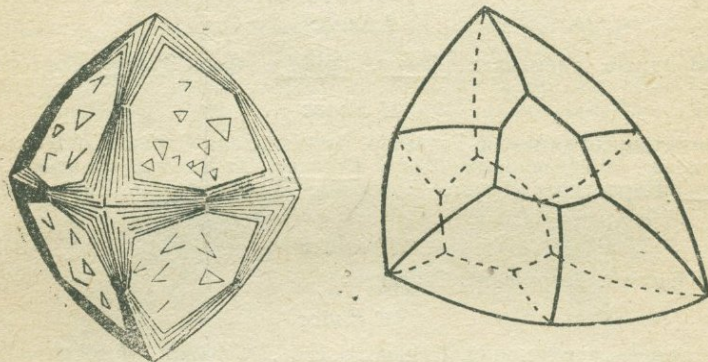


Рис. 47. Формы кристаллов алмаза.

бической 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. 3,5¹. Система кубическая.

Алмаз встречается в кристаллах, обычно в виде октаэдров, реже в других формах (рис. 47).

Обладает весьма совершенной спайностью по октаэдру. Грани кристаллов нередко бывают округленные, и поэтому кристаллы имеют почти шаровидную форму. Среди разрушен-

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

ных пород алмаз попадает 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 (pipe) при вулканических извержениях тяжелых магнезиальных магм, содержащих углерод, при высокой температуре и давлении.

Эти трубки наполнены синей алмазоносной породой, называемой кимберлитом, принадлежащей к типу вулканических брекчий или вулканического туфа. Богатство кимберлита алмазами совершенно исключительное. В среднем 1 м³ этой породы содержит 6½ карата¹ алмазов. В коренных месторождениях Южной Африки были найдены крупнейшие в мире алмазы, описанные ниже.

Величайшим из всех известных до настоящего времени алмазов является «Звезда Африки» или иначе «Куллинан» (рис. 48). Его размеры совершенно исключительные. Он весил 3024¾ карата (около 605 г). Длина его равнялась 10 см, высота 6 см и ширина 5 см. Найден он в Кимберлейских копиях 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 516½ каратов.

Вторым по величине алмазом был «Эксцельсиор», весом 971¾ карата (194 г), найденный в 1903 г. в копиях Ягерсфонтейн в Южной Африке; он имел 8 см длины и 4 см ширины и толщины.

В 1934 г. в Южной Африке был найден алмаз «Джонкер», весом в 726 карат, из которого было приготовлено 12 бриллиантов, общей ценностью в 2 млн. долларов.

Как показали опыты искусственного получения алмазов, для образования этого минерала необходимо исключительно высокое давление и высокая температура.

В 1931 г. группой австрийских ученых был заявлен патент на производство искусственных кристаллов алмаза весом до 0,25 карата; получаемых при температуре в 100° С и давлении 15 000 ат из смеси, состоящей из железных опилок, доменного шлака, аморфного углерода и твердой углекислоты. Рентгенов-

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

ский анализ и измерения показателя преломления подтвердили, что полученные этим методом кристаллы были действительно алмазы¹.

Диагностика. По внешнему виду, в особенности в песках, алмаз сходен с кристаллами кварца, от которых он отличается стеклянным блеском, обликом кристаллов с округленными гранями и исключительной твердостью (дает черту на корунде).

Алмаз прозрачен для рентгеновских лучей, чем он отличается от стеклянных имитаций.

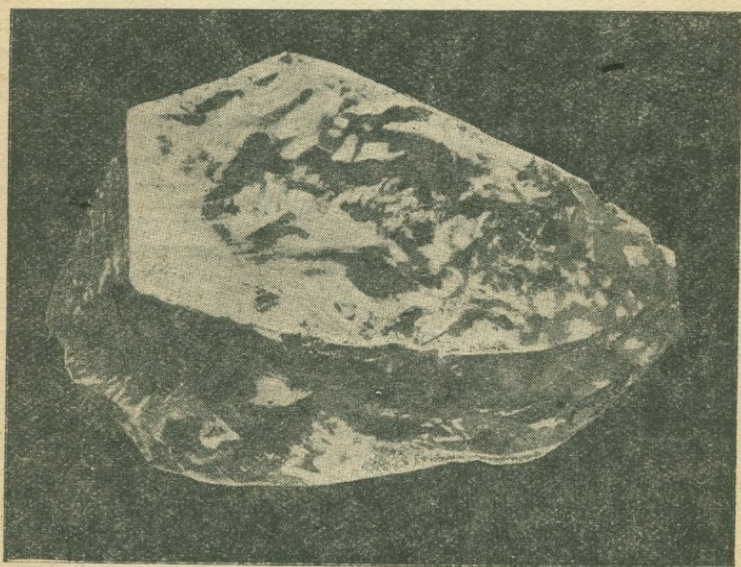


Рис. 48. Алмаз „Звезда Африки“ („Куллинан“). ($\frac{2}{3}$ нат. вел.).

Употребление. Прозрачные разновидности алмаза идут в огранку для ювелирных целей. Черные и непрозрачные алмазы, составляющие от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ всей добычи, применяются для вставки в «коронки» при алмазном бурении и для других технических целей. Кроме бурения, алмаз применяется для резки стекла², изготовления «фильеров»³ для волочения медной и вольфрамовой проволоки, а мелкие осколки алмазов для приготовления алмазного порошка.

Месторождения Африки дают в настоящее время почти 99%

¹ R. Mitchell. Can Diamonds be made? „The Gemmologist“ 1935. Vol. IV. № 45.

² Для резки стекла применяются по преимуществу мелкие кристаллы и части кристаллов алмаза, которые вставляют в оправу так, чтобы наружу выступали по крайней мере две природных грани с ребром между ними, которое и является режущим острием.

³ „Фильер“ — пластинка с точно калиброванным отверстием, через которое протягивается проволока при ее волочении.

всех алмазов, поступающих на мировой рынок. Из отдельных областей Африки первое место занимает Бельгийское Конго (около 63% мировой добычи), далее идет Золотой Берег Южно-Африканский Союз и Сиерра-Леоне (Британская колония). Кроме того, россыпные алмазы добываются 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. Самый большой весит $2\frac{1}{2}$ карата.

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

Цвет железно-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 углеродистых соединений или газовых 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 графита, имеющие промышленное значение:

1. В Тункинских горах (Восточносибирский край) эксплуатируется 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 изверженных 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 графитовый завод.

Диагностика. Графит легко отличить от других минералов по цвету и малой твердости (пишет на бумаге, марает руки, жирен наощупь). Из других минералов графит сходен с молибденитом (см. ниже). При расщипывании кончиком ножа или булавкой графит дает осколки или толстые чешуйки, а молибденит тонкие гибкие листочки.

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

с отмученной 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).

Кроме природного графита в промышленности применяется искусственный графит, получаемый из антрацита (главным образом в США).

По добыче графита первое место в мире принадлежит СССР, далее следуют Корея и Австрия.

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.

Крупные месторождения самородной серы находятся в Поволжье (Куйбышевский район) близ Алексеевки в Водина. Кроме того, известны месторождения серы Гаурдаг в Таджикистане, Шор-су в Узбекистане, в Дагестане (на Кавказе) и близ Тетюш в Татарской ССР.

Диагностика. Сера отличается от сходных минералов по цвету, хрупкости и жирному блеску. На фарфоровой пластинке не дает черты (отличается от аурипигмента — см. ниже). Сера легко загорается, дает слабое голубое пламя и выделяет сернистый газ, SO₂ с характерным удушливым запахом.

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.

По мировой добыче серы первое место принадлежит США, далее следуют Италия и Япония.

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 ярко-желтый цвет и отличается хорошей ковкостью. Встречается в природе исключительно в самородном состоянии в форме зерен, пластинок, самородков (рис. 49). 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 68,93 кг (рис. 50).

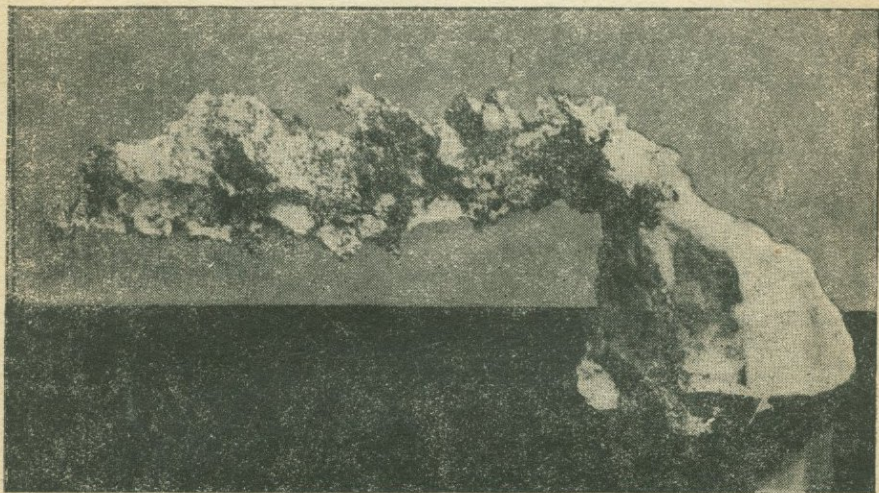


Рис. 49. Самородное золото на кварце. Калифорния. (Уменьшено в 4 раза.)

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

Промышленное значение россыпи имеют при содержании от 1 до 15 л 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 движется по наклонной поверхности, обитой медными амальгамированными (покрытыми ртутью) листами. Мелкое золото улавливается ртутью, а более крупные самородочки, расплюснутые при дроблении породы, прилипают к амальгаматорам.



Рис. 50. 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.

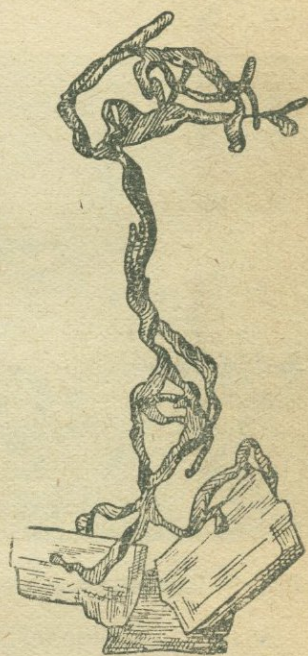


Рис. 51. Самородное серебро на известковом шпате.

Время от времени амальгама счищается с поверхности листов и подвергается нагреванию в ретортах, ртуть отгоняется и дистиллируется, 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 проис-

ходит 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.

В СССР важнейшие месторождения золота находятся в Сибири; в особенности 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.

Отметим еще месторождения Казахстана — в особенности Степняк и Джетыгаринские месторождения.

Диагностика. По внешнему виду золото больше всего похоже на халькопирит (см. ниже), особенно в мелких вкраплениях. От халькопирита золото отличается меньшей твердостью, отсутствием побежалости, высоким удельным весом и ковкостью. Нож дает на золоте блестящую царапину, хорошо видную под лупой.

Мировая добыча золота в 1934 г. (без СССР) составила 720 т. Распределение добычи по важнейшим странам видно из следующей таблицы

Общая стоимость добытого в 1934 г. (без СССР) золота — 810 653 060 долларов.

В СССР за последние годы добыча золота резко возрастает.

Среди стран, добывающих золото, СССР занимает в настоящее время второе место.

Серебро. Химический состав — Ag, нередко с небольшой примесью 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. 51).

Известны очень крупные самородки серебра. Во Фрейберге (Саксония) в 1875 г. на глубине около 300 м была найдена глыба в 5000 кг. В Чили (Южная Америка) были встречены большие пластины самородного серебра весом до 1420 кг.

Происхождение самородного серебра связано с распадением сернистых соединений серебра в верхних частях рудных жил.

Мировая добыча золота в 1934 г. (без СССР)¹

Важнейшие добывающие страны	в % от мировой добычи
Трансвааль	45,5
США	14,7
Канада	12,9
Австралия	5,2
Южная Америка	4,8

¹ Краткий курс месторождений полезных ископаемых под ред. В. Н. Зверева П. М. Татарнинова и А. Г. Бетехтина, стр. 205, ГОНТИ 1938.

Наибольшее количество самородного серебра образуется при распадении на земной поверхности серебросодержащего свинцового блеска (см. ниже). Месторождения самородного серебра обычно не имеют практического значения, так как являются поверхностными образованиями и быстро истощаются.

В СССР самородное серебро известно на Алтае, в Закавказье и некоторых других районах.

Диагностика. Для серебра типичны характер агрегатов (волосовидные, проволочные, листовидные формы) и ковкость. Обладает серебряно-белым цветом и сильным металлическим блеском в свежем изломе или на свежеочищенной поверхности. В отличие от платины не встречается в виде вкраплений в изверженных породах и обладает меньшей твердостью — легко чертится ножом.



Рис. 52. Самородная медь. Урал.

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 — Cu , 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. 52). 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 находятся только в районе Верхнего озера (в США) и в Боливии.

В СССР самородная медь известна на Урале — в Турьинских

рудниках, в Богословском районе и в Тагиле, кроме того, в Узбекистане близ Коканда и в Казахстане — в Каркаралинском районе.

Диагностика. Самородную медь трудно смешать с другими минералами. Характерные признаки ее: медно-красный цвет на свежееочищенной поверхности, ковкость, крючковатый излом. От золота медь отличается по цвету, меньшему удельному весу и растворимости в азотной кислоте.

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

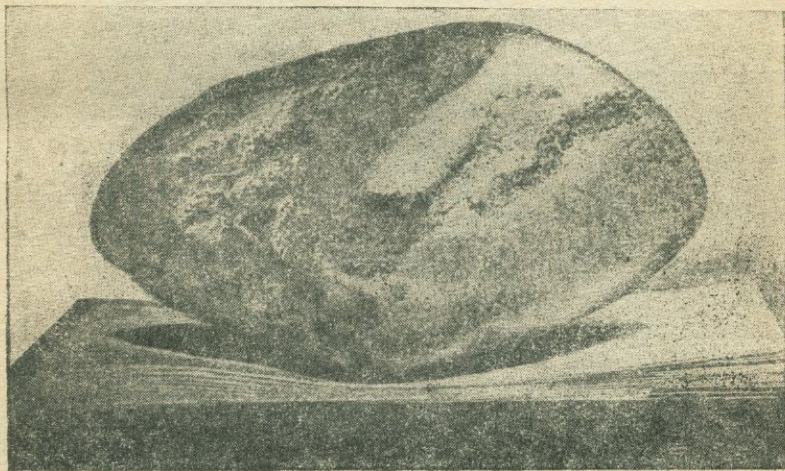


Рис. 53. Самородок платины. Урал.

Самородная платина имеет стально-серый цвет и металлический блеск. Обычно встречается в зернах и чешуйках. Кристаллы встречаются редко. Крупные самородки платины также попадают редко (рис. 50 и 53). 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.

В Сибири открыто Норильское коренное месторождение платины в Туруханском крае, по нижнему течению Енисея.

Диагностика. Платина отличается от других самородных элементов высоким удельным весом и большой твердостью.

Типичны формы выделения платины в хромистом железяке, а также губчато-ноздреватое сложение самородков россыпной платины.

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 зубопробном и ювелирном деле. Губчатая платина широко применяется в химической практике в качестве катализатора, а соли платины — в рентгенотехнике и при химическом анализе.

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. После мировой войны добыча в Колумбии сильно возросла. Из других стран с 1926 г. получила большое значение Южная Африка (бушвельдский комплекс), где разрабатываются преимущественно коренные месторождения платины, а за последние годы — Канада.

По добыче платины первое место в мире занимает СССР, далее идут Канада, Колумбия и Южно-Африканский Союз.

II класс. Сернистые соединения

Наиболее распространенные сернистые соединения в большинстве случаев обладают металлическим блеском, значительным удельным весом и небольшой твердостью¹. 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.

Диагностика. Реальгар легко отличается от других минералов по цвету. На фарфоровой пластинке реальгар дает оранжевую черту, тогда как сходная с ним по цвету киноварь (см. ниже) дает красную черту.

Аурипигмент². Химический состав — As_2S_3 . Тв. 1,5. Уд. в. 3,5. Система ромбическая.

¹ За исключением пирита и арсенопирита, отличающихся высокой твердостью.

² Название в переводе с латинского значит „золотая краска“.

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 реальгара.

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

Диагностика. Аурипигмент отличается от других минералов желтым цветом, перламутровым блеском и весьма совершенной спайностью. Тонкие листочки аурипигмента гибки, но не упруги.

Употребление. Реальгар и аурипигмент применяются для изготовления препаратов мышьяка. Кроме того, из аурипигмента готовится желтая краска для живописи, особенно ценившаяся художниками в XVII и XVIII вв.

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

Сурьмяный блеск — свинцово-серого цвета с металлическим блеском. Кристаллы призматические, часто собранные в лучистые пучки или группы (рис. 54). Плотные массы стебельчатого строения. Удлиненные кристаллы сурьмяного блеска часто имеют лентовидное строение с поперечными 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 распада 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).



Рис. 54. Сурьмяный блеск.

Диагностика. Сурьмяный блеск отличается от сходного с ним по цвету свинцового блеска формой кристаллов — удлиненных, лучистых, лентовидных, — спайностью в одном направлении (у свинцового блеска спайность по кубу) и малой твердостью (чертится ногтем). Иногда наблюдается синеватая побежалость на плоскостях спайности.

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.

Мировым поставщиком сурьмы является Китай (74% мировой продукции). Второе место занимает Мексика.

Висмутовый блеск (висмутин). Химический состав — Bi_2S_3 . Висмута 81,22%, серы 18,78%. 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. (Адрасманское месторождение в Таджикистане, в 75 км от Ходжента).

Диагностика. Для висмутового блеска характерны: цвет, большой удельный вес и коричневая побежалость на поверхности. Висмутовый блеск обычно встречается в виде вкраплений и включений в породе, но не в сплошных массах. Минерал довольно редкий.

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.

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 табличатые 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.

Важнейшие месторождения молибденита в СССР: Короби (Грузия); Умальтинское — Буреинский район, Дальний Восток; Гутайское месторождение, Забайкалье. Кроме того, молибденит встречается на Южном Урале (Ильменские горы), в Киргизии и на Алтае.

Диагностика. Молибденит отличается от графита весьма совершенной спайностью. Острым ножом или иглой молибденит расщепляется на тонкие гибкие листочки, а графит на осколки или кусочки. Между пальцами молибденит растирается в блестящий порошок, а графит в черную пыль.

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.

В 1937 г. большую часть мировой добычи молибденита дали США (главным образом месторождение Кляймекс, штат Колорадо). Второе место занимала Мексика.

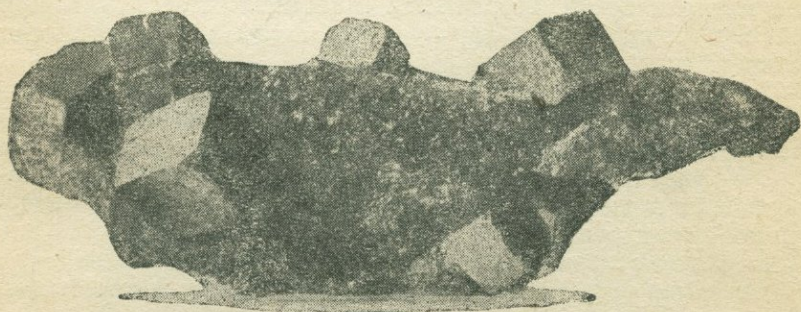


Рис. 55. Кристаллы свинцового блеска в доломите. США.

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

Серебросодержащий галенит является рудой 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. 55). 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 флюоритом из горячих водных растворов по трещинам горных пород и давая жильные месторождения.

Важнейшие месторождения в СССР: Кавказ — Садонские рудники; Алтай — Риддерский и Зыряновский рудники; Забайкалье — Нерчинский горный округ; Казахстан — Ачи-сайское месторождение; Байджан-сай; Таджикистан — Кара-Мазар; Верхоянский хребет — Якутия.

Диагностика. Для свинцового блеска характерны: изометрический облик кристаллов (длина, ширина и высота кристаллов равны между собою), совершенная спайность по кубу, весьма большой удельный вес и пересекающаяся штриховка на гранях кристаллов (видно под лупой).

От сурьмяного блеска галенит можно отличить по большей твердости (не чертится ногтем) и облику кристаллов.

Употребление. Важнейшая руда на свинец и серебро.

Мировым поставщиком серебра является Америка, дающая около 77% мировой продукции (главным образом из сернистых руд). На первом месте стоит Мексика, далее следуют США.

Кристаллы галенита применяются в детекторных радиоприемниках. В 1937 г. по добыче свинцовых руд первое место в мире занимали США, далее шли Австралия, Мексика и Канада.

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 Казахстане.

Диагностика. Халькозин отличается от других минералов тусклым полуметаллическим блеском и ковкостью; режется ножом, причем получается блестящая поверхность разреза. Встречается обычно в плотных агрегатах. Часто наблюдаются зеленые примазки и налеты малахита.

Халькозин сходен с блеклыми рудами (см. ниже), от которых он отличается ковкостью, тогда как блеклые руды очень хрупки.

Употребление. 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 рудопромышленниками, так как из этого минерала, несмотря на сходство его с другими рудами и высокий удельный вес, долго не могли выплавить никакого металла. Цинковая обманка — от темнубурого до желтого цвета. Редко бесцветна (клеюфан). Обладает алмазным, иногда полуметаллическим 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, Казахстан — Ачи-сайское месторождение, Таджикистан — Кара-Мазар.

Диагностика. Цинковая обманка отличается от других минералов по алмазному или жирноватому блеску, совершенной спайности и парагенезису с галенитом. На фарфоровой пластинке цинковая обманка дает желтую или бурую черту различных оттенков (в зависимости от содержания железа), а галенит — черную черту.

Употребление. Важнейшая цинковая руда.

Около половины мировой добычи цинковых руд дает Америка. На первом месте стоят США, далее Канада и Мексика.

Киноварь¹. Химический состав — HgS . Ртуть 86,2%, серебро 13,8%. Обычно с примесью железа. Тв. 2. Уд. в. 8,0—8,2. Система ма гексагональная.

Цвет малиново-красный. Блеск от алмазного до металлического. Встречается 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.

В СССР киноварь добывается близ ст. Никитовка в Донбассе, 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.

Диагностика. Киноварь легко отличить от других минералов по красному цвету и черте, алмазному блеску кристаллов, малой твердости, весьма большому удельному весу и парагенезису с сурьмяным блеском.

Киноварь похожа на кристаллический куприт, от которого она отличается по облику кристаллов (у киновари — двойники прорастания, у куприта — октаэдры) и цвету черты.

Употребление. Единственная ртутная руда. Ценная красная краска для живописи.

По мировой добыче киновари первое место в мире занимает Испания, далее идут Италия, США и СССР.

Ковеллин (медное индиго). Химический состав CuS . Медь 64,44%. Тв. 1,5—2. Уд. в. 4,6. Система гекеагональная.

Встречается в аморфных массах и кристаллических очень тонких пластинках темносинего цвета вместе с другими медными рудами. Является продуктом вторичных реакций между растворами медного купороса CuSO_4 и сульфидами рудных жил.

¹ Название в переводе с греческого означает „драконова кровь“ и указывает на цвет минерала.

В СССР встречается на Урале в медистых колчеданах и в Закавказье.

Самостоятельного практического значения не имеет.

Диагностика. Для ковеллина характерны черновато-синие примазки или темносиний налет на сульфидных рудах, в особенности на халькопирите.

Медный колчедан (халькопирит). Химический состав CuFeS_2 . 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 зерноватый. Встречается плотными массами и вкраплениями, часто с побежалостью (радужной, чаще синей окраской на поверхности минерала, зависящей от вторичных реакций).

Халькопирит 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 СССР важнейшие месторождения халькопирита находятся на Урале, в Закавказье, в Средней Азии и на Алтае.

Главные месторождения медных руд в СССР сосредоточены в Казахстане, где находятся: крупнейшее наше месторождение — Джеккаган, Коунрад близ оз. Балхаш и Боше-куль; отметим еще крупное месторождение Алмалык в Средней Азии.

Диагностика. Для халькопирита характерны: латунно-желтый цвет, синяя или розовато-фиолетовая побежалость на поверхности, зеленовато-черная черта.

Халькопирит сходен с пиритом, от которого он отличается по твердости (нож дает на халькопирите углубленную черту, а пирит сам дает черту на ноже).

Халькопирит похож на пирротин, но последний более темного, бронзового цвета и отличается магнитностью.

Употребление. Халькопирит — самая распространенная первичная медная руда.

В 1937 г. по добыче медных руд и выплавке меди первое место в мире занимали США, далее шли Чили, Канада и СССР.

Борнит (пестрая медная руда). Химический состав — Cu_2FeS_3 . Меди — 55,5%. Тв. 3. Уд. в. 4,9—5,4. Система кубическая.

Бронзового цвета, часто с синей и красноватой побежалостью. Встречается по преимуществу в сплошных массах и укрепленным 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 Казахстане (Джеккаганский рудник) и в Армении (Зангезур). Богатая медная руда.

Диагностика. Для борнита характерны синяя и красноватая побежалость и серовато-черная черта. Борнит можно смещать

с халькопиритом, от которого он отличается по цвету черты (халькопирит дает зеленовато-черную черту).

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. 56 и 57).

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 контакте 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, представляют шток 160 км длиной и до 21 км шириной. В СССР

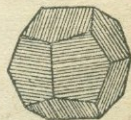
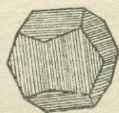
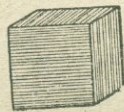


Рис. 56. Пирит. Формы кристаллов.

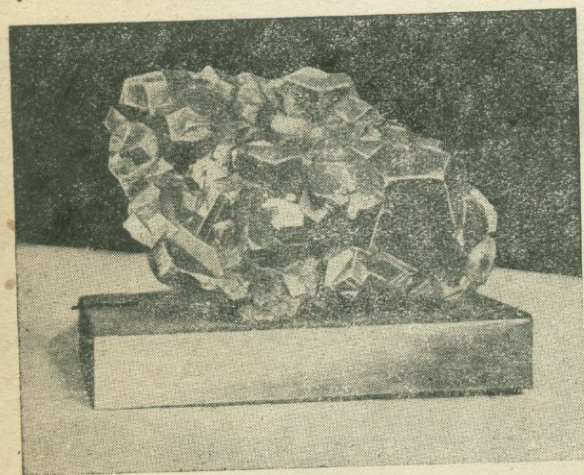


Рис. 57. Пирит.

пирит добывается на Урале (Кыштымский горный округ, Красноуральский район, Калата), в Закавказье (Чираги-Дзор) и в других местах.

В настоящее время важнейшей медной рудой для СССР, из которой выплавляется до 80% всей добываемой у нас меди, является, так называемый «медистый» пирит — FeS_2 , в который вкраплен халькопи-

рит и реже другие медные минералы. Обычно медистый пирит содержит от 1,5 до 3% и больше меди, которая в формулу минерала не входит.

Месторождения медистых пиритов расположены на восточном склоне Урала и имеют форму линз и чечевиц различной величины и формы среди кристаллических сланцев. Крупнейшее

из них — Дегтярское месторождение в 45 км от Свердловска. Кроме того, отметим Карабашское месторождение, Калатинское и группу месторождений Красноуральского района.

Диагностика. Для пирита характерны кристаллы (кубы, пентагональные додекаэдры, изредка — октаэдры) с типичной штриховкой на гранях (см. рис. 56), высокая твердость (пирит дает черту на ноже) и соломенно-желтый цвет, иногда с буроватым налетом окислов железа на поверхности.

По этим свойствам (в особенности по твердости) пирит легко отличается от сходных с ним халькопирита и пирротина.

Употребление. Основной материал для получения серной кислоты; медистые пириты — руда на медь; золотосодержащие — руда на золото; кобальтовые — руда на кобальт.

Марказит. Химический состав — FeS_2 . Разновидность серного колчедана. Система ромбическая.

Образуется из поверхностных растворов и не дает крупных скоплений.

Распространен среди глин, сланцев и мергелей.

Диагностика. Марказит по цвету и твердости не отличается от пирита. Для марказита характерны формы нахождения в природе — конкреции радиально-лучистого строения, копьевидные и гребенчатые двойники.

Магнитный колчедан (пирротин)¹. Химический состав Fe_7S_8 . 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).

Диагностика. Пирротин отличается от сходных с ним минералов (пирита, халькопирита) по магнитности (действует на магнитную стрелку) и характерному бронзовому цвету с красноватым оттенком.

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

Месторождение Сэдбёри дает ежегодно около 80% мировой добычи никеля. Второе место занимает Новая Каледония (силикатные руды, главным образом гарниерит).

Мышьяковый колчедан (арсенипирит 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.

¹ Название в переводе с греческого означает „красноватый“.

Цвет серебрино-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 глубокие 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 (Запокровское и Дарасунское месторождения в Забайкалье и др.).

Диагностика. Для мышьякового колчедана характерны серебрино-белый цвет, желтоватая побежалость и высокая твердость (черта на ноже).

Употребление. Мышьяковый колчедан применяется для извлечения мышьяка и изготовления мышьяковых препаратов.

На мировом рынке главными поставщиками мышьяка являются США, Швеция и Мексика.

III класс

Сульфосоли

Сульфосоли представляют собою простые и сложные соли сульфокислот.

Наиболее распространенные сульфосоли, описанные ниже, носят общее название блеклых руд.

Характерными особенностями блеклых руд являются: кристаллы в виде тетраэдров (рис. 58) тусклый, блеклый тон и большая хрупкость (при царапании ножом или иглой получается порошок).

Блеклые руды похожи по цвету на халькозин, от которого они отличаются по хрупкости.

Отдельные блеклые руды весьма сходны между собою по физическим особенностям и для различения их необходима проба с паяльной трубкой (реакции на Sb или As).

Блеклые руды являются характерными минералами рудных жил средней глубины и богатыми медными рудами, постоянно содержащими золото и серебро в виде примеси. Мы рассмотрим из этого класса только два наиболее распространенных минерала.

Тетраэдрит (медно-сурьмянистая блеклая руда). Химический состав — $\text{Cu}_6\text{Sb}_2\text{S}_6$ или $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ с весьма большим количеством примесей. Серы 23,1%, сурьмы 24,8%, меди 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. 58), откуда и происходит название минерала. Цвет темный, стально-серый до железо-черного; черта черная.

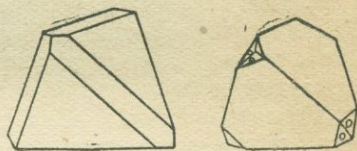


Рис. 58. Формы кристаллов тетраэдрита.

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.

Употребление. Богатая медная руда, особенно ценная благодаря содержанию золота и серебра.

Теннантит (медно-мышьяковистая блеклая руда). Химический состав — $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$. 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.

Употребление. Богатая, но сравнительно редкая медная руда. Самостоятельного практического значения не имеет.

IV класс.

Галоидные соединения

Наиболее распространенные галоидные соединения обладают небольшой твердостью, малым удельным весом и стеклянным блеском.

В чистом виде они имеют обычно белый цвет, за исключением разнообразно окрашенного флюорита. Окраска зависит от примесей или особенностей внутренней структуры.

По способам образования в природе наиболее распространенные галоидные соединения, описанные ниже, можно разбить на две группы:

1) легкорастворимые в воде минералы морей и озер (химические осадки), к которым принадлежат каменная соль, сильвин и карналит и

2) нерастворимые в воде в обычных условиях минералы пегматитов и пневматолитов — флюорит и криолит.

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 (см. рис. 30). Часто встречаются кристаллы в виде кубов (рис. 59). Залегают пластами в осадочных горных породах вместе с гипсом.

Каменная соль образовалась как химический осадок в лагунах и заливах из насыщенной солями 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 Артемов-

ска в Донбассе, в районе Соликамска на Урале и в Илецкой Защите близ Оренбурга. Крупнейшие соляные озера с неисчерпаемыми запасами соли — Эльтон и Баскунчук — в Нижневолжском крае, кроме того, ряд соляных озер в Западной Сибири.

Многочисленные соляные источники Усолья (Урал) дают значительные количества выварочной соли.

Диагностика. Каменную соль можно отличить от других минералов по кубическому облику кристаллов, растворимости в воде и всем известному соленому вкусу. С каменной солью бывают сходны: сильвин (отличается по горьковато-солевому жгучему вкусу, а обычно и по цвету) и флюорит (отличается большей твердостью и нерастворимостью в воде).

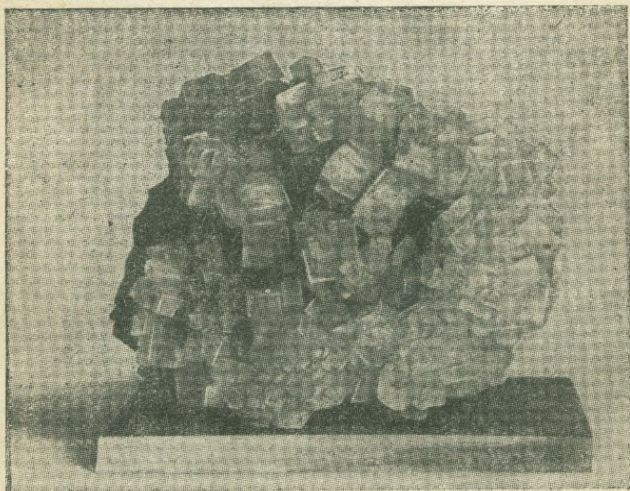


Рис. 59. Каменная соль. Велична. Польша.

Употребление. Галит применяется главным образом для пищи и засола мяса и рыбы. (Среднее потребление соли — 10 кг на человека в год). Кроме того, NaCl применяется в химической, металлургической, кожевенной и других отраслях промышленности.

По добыче галита (каменной соли) первое место в мире занимают США, далее идет Англия (с колониями) и СССР.

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

В чистом виде сильвин бесцветен или молочно-белого цвета, но чаще окрашен в различные оттенки желтовато-красного цвета тонко распределенным в нем железным блеском; 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 карнал-

лита (см. ниже) находится в районе г. Соликамска на Урале. Запасы Соликамского месторождения (в пересчете всех солей на окись калия K_2O), — 18,5 млрд. т, что ставит СССР на первое место по выявленным запасам калия. Второе место занимает Германия, где в Стассфурте (близ Магдебурга) находится знаменитое месторождение калийных солей, до исследования Соликамского месторождения считавшееся крупнейшим в мире.

Диагностика. Сильвин можно отличить от сходных с ним минералов по форме кристаллов (комбинации куба и октаэдра) по цвету и, в особенности, по горько-соленому жгучему вкусу.

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.



Рис. 60. Плавиновый шпат. Забайкалье

По добыче калийных солей первое место в мире занимает СССР, второе — Германия и третье — Франция.

Плавиновый шпат¹ (флюорит). Химический состав — CaF_2 . Фтора 48,9%, кальция 51,1%. Тв. 4. Уд. в. 3,01—3,25. Система кубическая.

Иногда бывает бесцветным; чаще окрашен в различные оттенки серого, зеленого, фиолетового, желтого и бурого цвета. При нагревании флюорита окраска исчезает и вновь появляется при действии лучей радия. Искусственная окраска вызывается также действием электрических разрядов или катодных лучей.

Иногда в одном куске флюорита видны несколько различно окрашенных разновидностей (рис. 60). Блеск стеклянный. Обла-

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

дает 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.

Крупнейшим месторождением плавикового шпата в СССР является Амдерма близ Югорского Шара (у берега Сезерного Ледовитого океана). Кроме того флюорит встречается на Урале (изумрудные копи близ Свердловска и близ дер. Баевка), в Туркестане (месторождения Аурахматское и Хайдарканское), в Таджикистане (Куликалонское месторождение бесцветного флюорита) и в Забайкалье (крупное Калангуйское месторождение). Флюорит встречается и среди осадочных пород («ратовкит»).

Диагностика. Плавиковый шпат отличается от сходных с ним минералов по форме кристаллов (в особенности типичны для него двойники прорастания — рис. 27) по цвету, твердости и спайности (по октаэдру).

Употребление. При металлургических процессах применяется в качестве плавня. В химической промышленности — для получения плавиковой кислоты и фтористых солей, например искусственного криолита. Бесцветный прозрачный флюорит высоко ценится и применяется для оптических целей.

В 1936 г. по добыче плавикового шпата первое место в мире занимали США, далее шли Германия и СССР. В России до революции промышленной добычи флюорита не было.

Криолит¹. Химический состав — $3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3$ или Na_3AlF_6 . 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.

Диагностика. Криолит отличается от других минералов характером агрегатов, напоминающих снег или лед, небольшой твердостью и отсутствием спайности.

Употребление. 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 — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. 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.

¹ Название это в переводе на русский язык означает „ледяной камень“.

Карналлит встречается в Стассфурте (Германия) вместе с сильвином и каменной солью, в Польше и в Испании.

Крупнейшим мировым месторождением карналлита является Соликамское месторождение на Урале с запасами около 18 млрд. т (в пересчете на $MgCl_2$).

Диагностика. Карналлит отличается от сходных с ним минералов по гигроскопичности (на воздухе быстро сыреет) и горькому вкусу. В свежих кусках при сверлении острием ножа карналлит скрипит (отличие от сильвина, с которым карналлит часто сходен по цвету).

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 коры¹ и встречающийся во всех 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, большую часть собранных в друзы (см. рис. 31).

Различают следующие важнейшие разновидности кристаллического кварца: прозрачный, бесцветный, молочный и розовый — горный хрусталь; прозрачный фиолетовый — аметист; серый — дымчатый горный хрусталь (рис. 61), черный — морион. Важнейшие скрытокристаллические (непрозрачные)



Рис. 61. Дымчатый горный хрусталь. С-Готтард. Швейцария.

разновидности кварца: роговик — кварц, похожий на рог, серый или желтоватый; кремень — непрозрачный кварц желто-

¹ Без учета кремнезема, входящего в состав силикатов.

го, 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. 62).

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 —

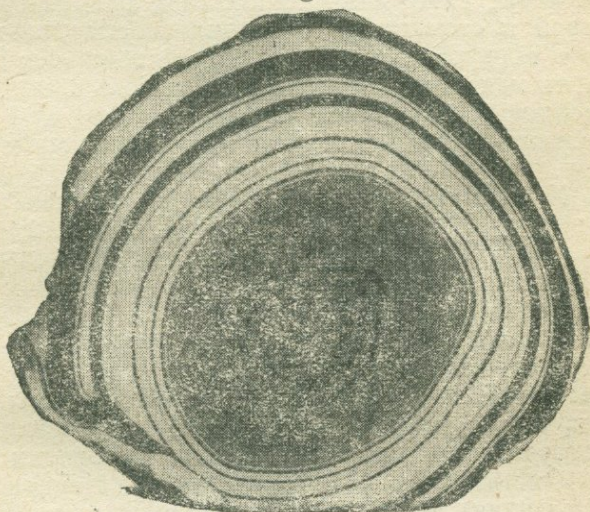


Рис. 62. Агат. Бразилия.

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.

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.

Диагностика. Кристаллы кварца и его разновидностей легко отличаются от других минералов по характерной форме (шестигранные призмы, увенчанные пирамидой) и по твердости. Кварц в плотных агрегатах (например жильный кварц) легко узнать по полному отсутствию спайности, раковистому излому, иногда как бы оплавленному, и стеклянному блеску, напоминающему жирный блеск. Кварц в породах (например граните) в свежем изломе напоминает мокрую соль.

Употребление. Прозрачные разновидности горного хрусталя применяются для оптических приборов и для выделки плавной кварцевой химической посуды.

Важное значение получил за последнее время пьезо-кварц — пластинки, выпиленные из кристаллов и галек горного хрусталя перпендикулярно к оси второго порядка L^2 кристалла. Благодаря анизотропии горного хрусталя пластинки пьезо-кварца употребляются в качестве фильтра для радиоволн¹ и для других целей в радиотехнике и физике.

Кристаллы и гальки горного хрусталя, идущие на изготовление пьезоэлектрических пластинок, должны быть совершенно прозрачны, бесцветны или равномерно окрашены и вообще совершенно однородны, включая в это требование и отсутствие двойниковых сростков.

Чистый кварц в больших количествах применяется в фарфоро-фаянсовой 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 количествами воды — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. 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. Непрозрачные разновидности — полупопалы — содержат окислы Fe, Mn и Cu.

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

Дианостика. Опал отличается от других минералов своим студнеобразным видом и раковистым изломом. Опал легко смешать с хальцедоном, от которого его можно отличить только химическим путем: при нагревании в запаянной с одного конца стеклянной трубке опал выделяет воду; хальцедон воды не содержит.

Употребление. Благодаря красивым переливам цветов благородный опал применяется как драгоценный камень.

Куприт. Химический состав — Cu_2O . 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

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

² Название происходит от слова „абалу“, что значит „белый камень“.

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, хризokolлой, 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 Казахстане (Коунрад) и в Узбекистане (Алмалык).

Диагностика. Куприт отличается от других минералов по характерной форме кристаллов (октаэдры с алмазным блеском) и буровато-красной черте на фарфоровой пластинке. Встречается вместе с самородной медью, налетами малахита и вторичного нечистого лимонита.

Употребление. Богатая и легкоплавкая медная руда.

Корунд. Химический состав — Al_2O_3 . Кислорода 47,1%, алюминия 52,9%. Тв. 9. Уд. в. 3,9—4. Система гексагональная.

Кристаллизуется в виде боченкообразных или пластинчатых кристаллов (рис. 63). Цвет серый, голубой, синий.

Синий прозрачный корунд называется сапфиром, а красный прозрачный — рубином. Мелкозернистые массы корунда в смеси с Fe_2O_3 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 Казахстане (Семиз-Бугу), и в Якутии. Наждак — на Урале (Сысертский горный округ).

Диагностика. Корунд отличается от других минералов исключительно высокой твердостью (дает черту на всех минералах, кроме алмаза) и серовато-синим цветом.

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

В связи с ограниченными ресурсами природного корунда в различных странах развилось производство искусственной его разновидности — электрокорунда (алунда) путем электроплавки бокситов. Алунд применяется главным образом для изготовления шлифовальных кругов. Прозрачные разновидности рубина и сапфира гранятся как драгоценные камни.

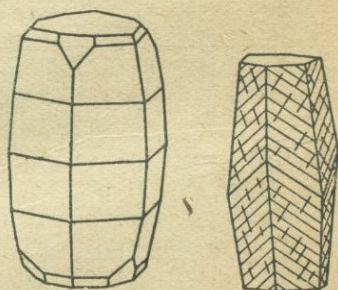


Рис. 63. Формы кристаллов корунда. (По А. Г. Титову.)

По добыче корунда первое место в мире занимает Южно-Африканский Союз, второе место — СССР.

По добыче наждака на первом месте стоит Греция, далее идут Турция и СССР.

Красный железняк (гематит). Химический состав — Fe_2O_3 . Железа 70%, кислорода 30%. Иногда наблюдается примесь окиси титана, а также окиси магнезия. 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. 64), выделяющиеся из горячих растворов или в метаморфических породах (о. Эльба, Италия; Шабры, Урал).

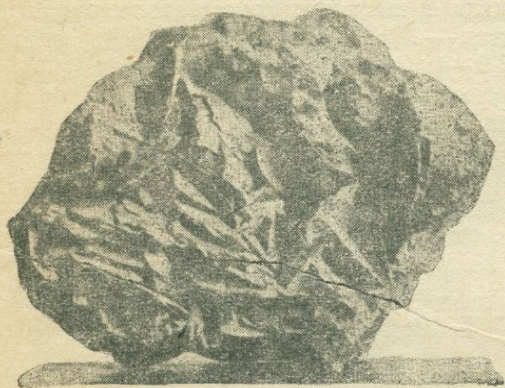
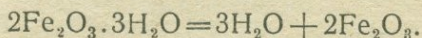


Рис. 64. Железный блеск. О-в Эльба.

Красный железняк встречается преимущественно в метаморфических породах — кварцитах, сланцах, мраморах и др. — пластинами и отдельными включениями. Осадочные породы, содержащие бурый железняк $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, подвергаясь давлению и высокой температуре,

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



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 железодобывающая промышленность. Криворожские месторождения тянутся более чем на 90 км; запасы — 1142 млн. т руды. Кроме того, большие скопления гематита обнаружены в районе Курской магнитной аномалии близ Нового Эскола. На Северном Урале известно месторождение железного блеска на р. Кутим.

Диагностика. Красный железняк отличается от сходных минералов по вишнево-красной черте на фарфоровой пластинке. Для кристаллических разновидностей характерны: облик кристаллов, пестрая побежалость и сильный блеск с синеватым отливом, как у закаленной стали.

Гематит можно смешать с некоторыми сернистыми рудами, от которых он отличается большей твердостью и цветом черты.

Употребление. Гематит — прекрасная, сравнительно легкоплавкая железная руда, являющаяся главнейшей рудой для СССР.

Чтобы дать представление об относительном значении различных железных руд в добыче СССР и о темпах роста добычи, укажем, что в 1925/26 г. гематит составлял 71% всех железных руд, добывавшихся в СССР, бурые железняки — 16%, магнетит — 12% и сидерит — 1%. Общая добыча составляла 3430 тыс. т.

В 1937 г. суммарная добыча железных руд в СССР возросла до 27 млн. т. Значительно увеличился процент добычи магнетита, главным образом благодаря эксплуатации горы Магнитной.

В 1937 г. по добыче железных руд первое место в мире занимали США, второе — Франция и третье — СССР.

В 1937 г. по выплавке чугуна первое место в мире занимали США, далее шла Германия; третье место занимал СССР.

Титанистый железняк (ильменит — от Ильменских гор на Южном Урале)). Химический состав — FeTiO_3 . Железа 36,8%, титана 31,6%, кислорода 31,6%. Часто примесь магнезия. Тв. — 5,5. Уд. в. 4,5—5. Система гексагональная.

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

Диагностика. Титанистый железняк сходен с магнетитом, от которого он отличается по толстопластинчатому облику кристаллов и слабее выраженной магнитности, а иногда только по химическим признакам. (Ильменит дает реакцию на титан.)

Употребление. Титанистый железняк служит для получения двуокиси титана, применяемой как краска.

Магнитный железняк¹ (магнетит). Химический состав — Fe_3O_4 . Железа 72,4%, кислорода 27,6%. Тв. 5,5. Уд. в. 5,2. Система кубическая.

В магнетите часто присутствует титан. Разновидности, содержащие окись титана, носят название титано-магнетита.

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

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. 65).

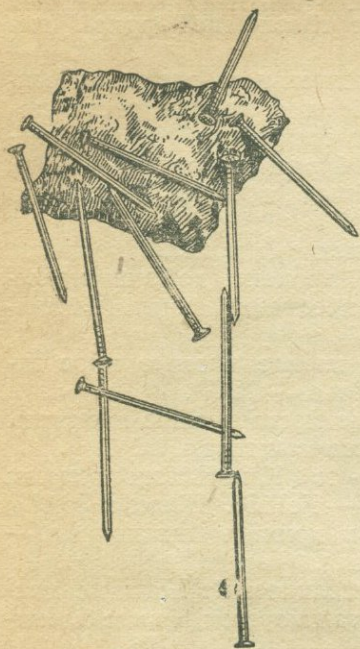


Рис 65. Магнетит — природный магнит. (По А. Г. Титову.)

Часто встречаются прекрасные кристаллы магнетита в виде октаэдров и ромбических додекаэдров, часто с характерной штриховкой на гранях (рис. 66).

Обычно он образует плотные массы, иногда очень мощные. Генезис магнетита и природе связан с выделением из расплавленной магмы. Выходя из глубин земной коры вместе с магмой, магнетит образует в ней вкрапления, а в других случаях мощные пластообразные массы — шпильки. Таковы месторождения его в Швеции и на Урале (гора Качканар и частью гора Благодать) (рис. 67). 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 км²; запасы ее составляют более 500 млн. т руды. Эти колоссальные запасы послужили основанием для постройки гигантского Магнитогорского завода. Гора Высокая близ Нижнего Тагила на Урале (рис. 68) имеет руды и магматического и контактового происхождения, запасы — свыше 56 млн. т, на базе которых строится крупный металлургический завод.

Крупным месторождением магнитного железняка метаморфического происхождения является район Курской магнитной аномалии, достигающий 250 км длины. 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, пригодные для выплавки чугуна после обогащения и аггломерации (спекания) концентратов.

Кроме железистых кварцитов, в различных частях этого района обнаружены три крупных залежи сплошной руды с со-



Рис. 66. Формы кристаллов магнетита. (По А. Г. Титову.)

держанием от 48 до 65% железа и с общими запасами более 255 млн. т.

Диагностика. Магнитный железняк легко отличить от сходных минералов по твердости, черной черте и сильной магнитности. Изредка магнетит бывает полярно-магнитным.

Из других минералов магнетит больше всего сходен с ильменитом (см. выше).

Употребление. Магнитный железняк — одна из важнейших железных руд.

Хромистый железняк (хромит). Химический состав хромита — $\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$ или FeCr_2O_4 . Cr_2O_3 — 68%, FeO — 32%. Нередко примеси Mg и Al . 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 оливковых основных породах в виде шпиров. Другая часть месторождений связана с превращением оливковых пород в змеевики, которые включают 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.

Диагностика. Хромит отличается от сходных минералов по твердости и цвету черты. Перед паяльной трубкой дает характерную реакцию на хром (зеленый перл буры).

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

Низкосортные хромиты применяются в качестве огнеупорного материала в цветной металлургии.

В 1936 г. по добыче хромита первое место в мире занимал СССР, далее шли Южная Родезия (Африка) и Южно-Африканский союз.

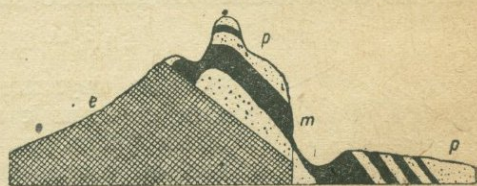


Рис. 67. Разрез горы Благодать на Урале. *m* — магнетит; *p* — ортоклазовый порфир; *e* — гранато-эпидотовая порода.

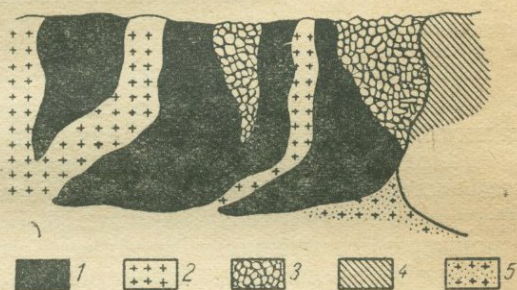
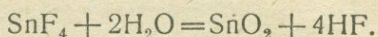


Рис. 68. Разрез месторождения магнетита у горы Высокой на Урале.

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

Оловянный камень (касситерит). Химический состав — SnO_2 . Олова 78,6%, кислорода 21,4%. Тв. 6—7. Уд. в. 6,8—7. Система квадратная.

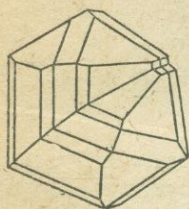
Цвет обычно темный или коричневый от примесей. В чистых разновидностях бесцветен. Зернистые и плотные массы с алмазным блеском. Часто в прекрасных кристаллах, друзах и двойниках (рис. 69). Оловянный камень встречается в пегматитовых жилах среди гранитов; особенно часто он образуется в грейзенах при участии перегретых паров воды и летучих фтористых соединений путем пневматолита. На это указывает парагенезис его с флюоритом, литиевой слюдой, топазом и турмалином. Реакцию образования оловянного камня можно представить так:



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.

Рис. 69. Форма двойников оловянного камня. По А. Г. Титову.)



В СССР месторождения оловянного камня известны в Забайкалье (Халчеранга), в Туркестанском хребте (в Средней Азии) и в Восточной Сибири.

Диагностика. Оловянный камень можно отличить от других минералов по высокому удельному весу, твердости и сильному алмазному блеску. Кристаллы оловянного камня образуют характерные коленчатые двойники (см. рис. 69).

Употребление. Единственная руда на олово.

Пиролюзит. Химический состав — MnO_2 . 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 — MnO_2 — и представляющий кристаллическую разность пиролюзита.

Пиролюзит образуется в поясе выветривания из других марганцевых минералов. Встречается вместе с манганитом. $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и псиломеланом, обычно среди осадочных горных пород в виде конкреций, 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 желваками в глубоководном иле.

В СССР находится месторождение мирового значения в Чиатурах (Закавказье), с запасами свыше 160 млн. т. Другое крупное месторождение — близ Никополя (УССР), с запасами до 380 млн. т. На Урале — в Богословском округе и на Южном Урале в районе Белорецких заводов.

Диагностика. Для пиролюзита характерны: цвет, волокнистый излом, металловидный блеск и малая твердость (в чистых разностях). Часто наблюдается оолитовая структура. Пиролюзит сходен с пиломеланом, с которым он связан постепенными переходами.

Употребление. Важнейшая руда для получения ферромангана (сплав железа с марганцем, применяемый в сталелитейной промышленности) и других соединений и препаратов марганца.

По запасам и добыче марганцевых руд первое место в мире занимает СССР; далее идут Индия и США.

Манганит. Химический состав — $Mn_2O_3 \cdot nH_2O$. Марганца 62,4%, кислорода 27,3%, воды 10,3%. Тв. 4. Уд. в. 4,2—4,4. Система ромбическая.

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).

Диагностика. Манганит в землистых разностях, обычно встречающихся в СССР, можно отличить от других минералов по цвету и реакции на Mn перед паяльной трубкой (фиолетовый перл буры). При нагревании в запаянной стеклянной трубке манганит выделяет воду (отличие от пиролюзита).

Употребление. Применяется как марганцевая руда.

Бурый железняк (лимонит). Химический состав — $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$. 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 образуются 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. 36).

Отметим, кроме того, псевдоморфозы лимонита по пириту — кристаллы пирита, перешедшие в результате процессов окисления в лимонит, но сохранившие характерную для них форму. Цвет лимонита — бурый, темнобурый. Черта желтовато-бурая и ржаво-бурая разных оттенков.

Лимонит встречается в разнообразных формах — пластинами и гнездами, от небольших примазок до огромнейших скоплений. Образуется в коре выветривания из других соединений железа. При выветривании рудных жил, содержащих различные серни-

стые 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 отлагается 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-Зигагинские месторождения, а также Халиловское месторождение бурых железняков с содержанием Ni и Cr, применяемых для получения специальных сортов стали.

Наиболее мощные месторождения лимонита оолитового типа морского происхождения находятся близ Керчи в Крыму с запасами 2750 млн. т руды; на базе этих месторождений выстроен крупный Керченский металлургический завод.

Диагностика. Бурый железняк отличается от других минералов по цвету черты, а также по характеру агрегатов. При нагревании в запаянной стеклянной трубке выделяет воду.

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.

В СССР бокситы известны на Урале — по р. Чусовой (Журавлинское месторождение) и группа месторождений на восточном склоне, начиная с Богословского и Красной Шапочки и далее через Алапаевское, Синаро-Каменское до Кундравинского в Миасском районе.

Из уральских месторождений весьма крупное промышленное значение имеют Богословское и Красная Шапочка (близ г. Надеждинска на Северном Урале) с запасами высококачественных бокситов около 5 млн. т.

Крупнейшее наше месторождение, эксплуатируемое в настоящее время, — в Тихвинском районе Ленинградской области с промышленными запасами около 5,7 млн. т.

Диагностика. Боксит отличается от сходных с ним глином, что не дает с водой пластичной массы и не жирен наощупь. От землистого лимонита боксит отличается по окраске и цвету черты.

Употребление. Боксит — 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 экономически невыгодным получение алюминия.

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.

Выплавка алюминия производится в большинстве случаев не на месте добычи, а сосредоточена в странах, располагающих большими ресурсами гидроэлектрической энергии.

В 1934 г. по добыче бокситов первое место в мире занимала Франция, далее шли СССР и США.

В 1937 г. по выплавке алюминия первое место в мире занимали США, далее шли Германия и СССР.

Некоторые из стран, выплавляющих большое количество алюминия, работают на импортных бокситах (Германия, Норвегия).

Псиломелан. Химический состав — водный окисел марганца непостоянного состава. Постоянная примесь бария и калия, режется. 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.

Диагностика. Псиломелан отличается от других минералов по характеру агрегатов (почковидные и натечные формы) и по цвету черты. Легче всего псиломелан смешать с пиролюзитом, с которым он связан постепенными переходами. В запаянной стеклянной трубке псиломелан выделяет воду (отличие от пиролюзита).

VI класс. Соли кислородных кислот

1-й отдел. Карбонаты.

Наиболее распространенные карбонаты, описанные в данной книге, обладают невысокой твердостью (чертятся ножом) и неметаллическим, чаще всего стеклянным блеском. Удельный вес их колеблется от 2,7—4 и только смитсонит и церуссит отличаются большим удельным весом.

По происхождению карбонаты, описанные ниже, могут быть разбиты на три группы:

1. Минералы — продукты метасоматизма, образующиеся при действии на известняки различных минеральных растворов, причем Са известняков замещается частично или полностью Mg или Fe.

Карбонаты этой группы кристаллизуются в гексагональной системе и встречаются, нередко, в крупных массах. Сюда относятся: доломит, магнезит и сидерит.

2. Минералы зоны окисления рудных жил, образующиеся обычно из сернистых руд при их вторичных изменениях; нередко при этом также наблюдаются явления рудного метасоматизма. Сюда принадлежат смитсонит, церуссит, малахит и азурит.

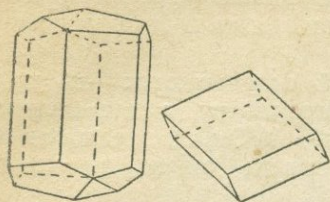


Рис. 70. Формы кристаллов кальцита.

3. Арагонит, выделяющийся, главным образом, из горячих источников, и кальцит, образующийся из холодных или слаботермальных водных растворов.

Кальцит. Химический состав — CaCO_3 . 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. Иногда прозрачный, часто белый, желтоватый или сероватый, в зависимости от примесей. Кристаллизуется в виде прекрасных ромбоэдров и скаленоэдров (рис. 70 и 71), наросших друзами в трещинах и пустотах. Совершенная спайность по трем направлениям. Прозрачные разновидности кальцита носят название исландского шпата, высоко ценятся и употребляются для оптических целей. Порода, состоящая из углекислого кальция, называется известняком. Если известняк содержит глину, он носит название мергеля. Зернистокристаллические известняки называются мрамором.

Большая часть известняков органогенного происхождения, что хорошо можно видеть в 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 Италии (Каррара) и в Греции.

Диагностика. Кальцит отличается от других минералов формой кристаллов, совершенной спайностью по ромбоэдру, и малой твердостью. При действии разбавленной (10%) HCl кальцит бурно вскипает, выделяя CO_2 (отличие от весьма сходного с ним по виду доломита).

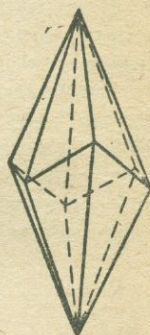


Рис. 71. Скаленоэдр кальцита (форма кристаллов).

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.

Доломит. Химический состав — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. 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 редко, иногда образуют своеобразные сростания (рис. 72). Совершенная спайность по трем направлениям, как у кальцита.

Блеск стеклянный, иногда жирный. Доломит встречается в огромных массах, образует мощные пласты и горные массивы, и является продуктом доломитизации известняков. Отдельные месторождения образуются из известняков под влиянием магниезальных растворов и при метаморфизме основных магниезальных горных пород. Месторождения в СССР — Московская область, Украина, Урал, Сибирь, Кавказ и другие районы.

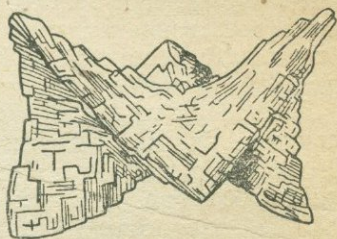


Рис. 72. Седлообразный сросток кристаллов доломита.

Диагностика. Доломит обладает совершенной спайностью; грани и спайные плоскости часто искривлены, иногда чешуйчатые. Дает седловидные сростки. При действии разбавленной HCl на холоду доломит не вскипает (отличие от кальцита).

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

Магнезит. Химический состав — MgCO_3 . 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 магниезальных 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.

Диагностика. Магнезит большей частью встречается в плотных или землистых агрегатах с плоско-раковистым изломом. Магнезит похож на мел и каолин, от которых он отличается большей твердостью. Кристаллический магнезит очень похож на доломит, от которого отличается только по химическим реакциям. С кислотами магнезит не вскипает (отличие от кальцита).

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.

По добыче магнезита первое место в мире занимает СССР, далее идут Австрия и США.

Цинковый шпат (смитсонит). Химический состав — $ZnCO_3$. Окиси цинка 64,8%. Тв. 5. 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.

Диагностика. Для смитсонита характерны натечные, гроздевидные формы и корки зеленоватого или голубоватого цвета. На холоду вскипает с кислотами, хотя иногда и слабо. От других карбонатов, дающих ту же реакцию, смитсонит отличается большей твердостью (тв. 5).

Употребление. Цинковый шпат применяется как богатая цинковая 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 мраморовидные 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 местностях 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.

Диагностика. Сидерит отличается от других минералов буроватым цветом и совершенной спайностью. Капля HCl на сидерите желтеет от образования хлорного железа.

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

Арагонит¹. Химический состав — $CaCO_3$. Тв. 3,5—4. Уд. в.

¹ Назван по месторождению в Арагонии (Испания).

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. 34) 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.

Диагностика. Для арагонита характерны: вскипание с HCl на холоду, небольшая твердость (легко чертится ножом); часто встречается в двойниках с типичными продольными желобками. Арагонит отличается от кальцита по отсутствию спайности, форме кристаллов и реакции Мейгена с азотнокислым кобальтом. (См. ниже — «Определение минералов» стр. 161.)

Церуссит. Химический состав — $PbCO_3$. 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.



Рис. 73. Почковидный малахит в разрезе.

В СССР разрабатывается крупное месторождение церуссита в Казахстане в горах Кара-тау (Ачисайское месторождение) с большими промышленными запасами церуссита. Кроме того, церуссит найден на Урале, в Забайкалье (Нерчинский горный округ) и в Средней Азии — Таджикистан, рудник Дарбаза.

Диагностика. Для церуссита характерны: большой удельный вес, небольшая твердость (чертится ножом) и алмазный блеск.

Употребление. Хорошая руда на свинец.

Малахит. Химический состав — $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$. Окиси меди 71,9%, углекислоты 19,9%, воды 8,2%. 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. 73). 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 (Нижний Тагил и Гумешевск). Землистый малахит встречается во многих местах Урала и в Казахстане — 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.

Диагностика. Для малахита характерны: зеленый цвет и натечные или почковидные формы агрегатов. С кислотами малахит бурно вскипает (отличие от хризоколлы).

Употребление. Плотные разновидности малахита применяются исключительно как весьма ценный материал для камнерезных работ. Из малахита вырезают 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 — $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$. 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. В СССР азурит встречается на Урале, обычно вместе с малахитом, и в Казахстане. В смеси с другими рудами пропитывает песчаники и сланцы.

Диагностика. Для азурита характерны: лазуревосиний или темносиний цвет и вскипание с кислотами.

Употребление. Применяется как медная руда. Чистые разновидности азурита употребляются для изготовления синей краски.

2-й отдел. Силикаты

Силикаты — самый многочисленный отдел минералов. Всех минералов известно более 2000 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 выше, обладают невысоким удельным весом (2,5—4,3) и в большинстве случаев высокой твердостью и стекляннм блеском.

Силикаты, окрашенные в зеленовато-черный и черный цвет, содержат Mg и Fe причем окраска их тем темнее, чем больше содержание железа.

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 — OH), 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. Алюмосиликаты¹ — соли каолиновых кислот — $H_2Al_2Si_2O_8$, $H_2Al_2Si_6O_{16}$ и др.

В. Водные силикаты.

А. БЕЗВОДНЫЕ СИЛИКАТЫ

МЕТАСИЛИКАТЫ

Группа пироксенов

Пироксены играют весьма важную роль в составе многих основных изверженных пород как темноцветные порообразующие минералы.

На основании кристаллического строения и ряда других особенностей пироксены подразделяются на несколько групп:

1) Ромбические пироксены

Ромбические пироксены редко дают хорошо сформированные пластинчатые или табличатые кристаллы. Обычно встречаются в неправильных зернах и зернистых агрегатах. Они широко распространены как составные части основных и ультраосновных изверженных горных пород (габбро, перидотитов, пироксенитов и др.).

Рассмотрим отдельные минералы этой группы, образующие непрерывный изоморфный ряд.

Энстатит. Химический состав — $MgSiO_3$. Тв. 5,5. Уд. в. 3,1—3,3. Система ромбическая.

Энстатит окрашен в светлые оттенки зеленого, желтого или бурого цвета. Блеск стеклянный или перламутровый. Энстатит часто образуется как минерал контактов.

Бронзит. Химический состав — $(Mg, Fe) SiO_3$. Система ромбическая. Разновидность энстатита с примесью железа. Часто обладает металлическим блеском, откуда и название. Иногда обладает плеохроизмом².

Гиперстен. Химический состав — $(Fe, Mg) SiO_3$. Тв. 5—6, Уд. в. 3,4—3,5. Система ромбическая.

Цвет темный коричневато-зеленый, серовато-черный. Сильный плеохроизм, в особенности у разновидностей с большим количеством железа. Блеск перламутровый, иногда металлоидный.

Диагностика. Энстатит и гиперстен можно отличить от других пироксенов только в шлифе под микроскопом.

Бронзит иногда обладает металлическим блеском.

¹ Термин „алюмосиликаты“ по акад. В. И. Вернадскому. Дэна называет силикаты этой группы полисиликатами и считает их солями поликремниевой кислоты $H_4Si_3O_8$.

² Плеохроизм — способность некоторых минералов обнаруживать различную окраску при рассмотрении по разным направлениям.

2) Моноклинические пироксены

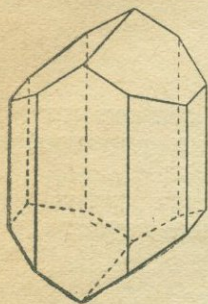
Диопсид. Химический состав — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$. Тв. 6. Уд. в. 3,2—3,3. Система моноклиническая.

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».

Диагностика. Диопсид отличается от описываемого ниже авгита более светлой зеленой окраской, а обычно также более крупными размерами кристаллов и агрегатов.

Авгит. Химический состав его сложный. Главным образом $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ с примесью $(\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{SiO}_6$. Тв. 6,5. Уд. в. 3,19. Система моноклиническая.

Рис. 74. Форма кристаллов авгита.



Зеленовато-черный или коричнево-черный минерал, очень распространенный как составная часть основных изверженных горных пород. Чаще всего встречается равномерно распределенным в массе породы в виде зерен, изредка в хорошо образованных кристаллах в лавах (рис. 74). В СССР кристаллы авгита встречаются на горе Качканар на Южном Урале, в Карелии и на Кавказе.

Диагностика. Кристаллы авгита в вулканических породах легко узнать по их характерному облику. Выветрелый авгит покрыт обычно налетом ржавчины.

Угол между направлениями спайности у авгита (87°) близок к прямому (рис. 75, а), плеохроизм выражен слабо (отличие от роговой обманки).

Воластонит¹. Химический состав — CaSiO_3 . Тв. 4,5—5,5. Уд. в. 2,78—2,91. Система моноклиническая.

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

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

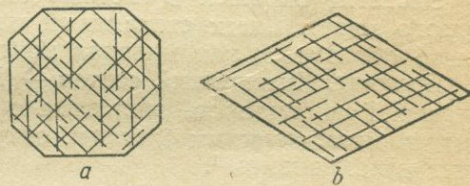


Рис. 75. Трещины спайности под микроскопом.

а — у пироксена; б — у амфибола.

¹ Назван в честь английского ученого Воластона.

В СССР волластонит встречается на Урале (Гумбейское месторождение) и в Сибири (Слюдянка, берег оз. Байкал). Крупнейшее мировое месторождение волластонита находится в Мексике (Санта-Фе), где масса, состоящая из волластонита, достигает объема нескольких тысяч куб. метров.

Диагностика. Для волластонита характерны пластинчатые формы кристаллов, лучистые или шестоватые агрегаты и парагенезис с минералами контактового происхождения.

3) Триклинические пироксены

Родонит (орлец). Химический состав — $MnSiO_3$. 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.

Диагностика. Родонит отличается от других минералов по плотной структуре и характерной окраске. Перед паяльной трубкой дает реакцию на Mn (фиолетовый перл буры).

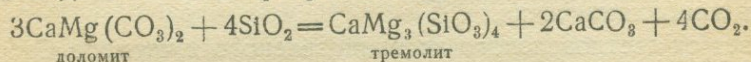
Употребляется как прекрасный поделочный материал для изготовления ваз, шкатулок, чернильниц и т. п. Превосходно полируется.

Группа амфиболов

Тремолит¹. 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:



В СССР тремолит встречается сравнительно редко.

Диагностика. Для тремолита характерны формы кристаллов. От актинолита он отличается по цвету и отсутствию или слабому проявлению плеохроизма.

Актинолит². Химический состав — $Ca(Mg, Fe)_3(SiO_3)_4$. Тв. 5,5—6. Уд. в. 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 извест-

¹ Название от местности Тремола в Швейцарии.

² Актинолит в переводе с греческого — „лучистый камень“.

няков 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 тонковолокнистые массы, называемые амфиболовым или роговообманковым асбестом.

В большинстве случаев роговообманковый асбест образуется из антофилита — буроватого минерала волокнистого или слоистого строения, имеющего состав $(Mg, Fe)SiO_3$ (с различными примесями) и принадлежащего к группе 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.

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 Олот. Крупное месторождение амфиболового асбеста — Сысертское на Урале, близ ст. Мраморской Пермской ж. д.

Диагностика. Для актинолита характерны формы кристаллов, окраска, излом и плеохроизм. Для нефрита типичны плотные, вязкие, несколько жирные наощупь массы (обычно валуны). Амфиболовый асбест отличается от серпентин-асбеста большей хрупкостью и меньшей прочностью волокон.

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 — $Ca(Mg, Fe)_3(SiO_3)_4$ 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 встречается в виде столбчатых, хорошо образованных кристаллов. Весьма распространенный пороодообразующий минерал сиенитов, диоритов и других изверженных пород. Встречается равномерно распределенными мелкими вкраплениями в массе породы и крупными включениями.

Диагностика. Кристаллы роговой обманки можно узнать по форме, цвету и плеохроизму. Угол между направлениями спайности (124°) у роговой обманки тупой (рис. 75-в) (отличие от авгита).

Группа берилла

Берилл. Химический состав — $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_6$. 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. 76). Берилл образуется в пегматитовых 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 — воробьевит.

В СССР изумруды добываются в изумрудных коях в Свердловском округе на Урале. Месторождения бериллов и аквамарин — в Забайкалье (горы Адун-Чолонг), в Восточной Сибири (б. Нерчинский горный округ); кроме того, бериллы встречаются на Урале (Мурзинка и Адуй). Воробьевиты (цезиево-литиевые бериллы) — район Мурзинки (Урал) и Борщовочный край (Забайкалье).

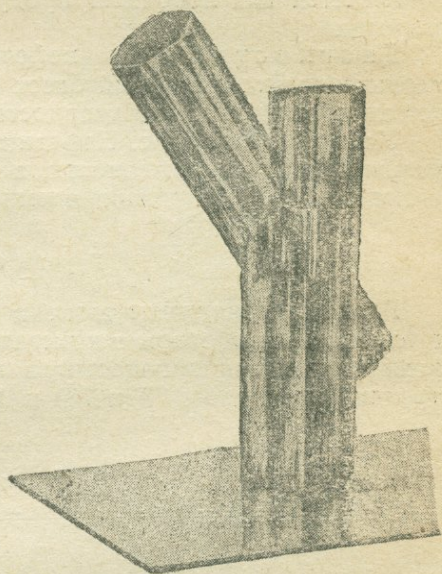


Рис. 76. Аквамарин. Шерловая гора. Забайкалье.

Диагностика. Берилл и аквамарин отличаются от других минералов по облику кристаллов, цвету и высокой твердости. От плавикового шпата аквамарин можно отличить по твердости и несовершенной спайности.

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

Группа нефелина¹

Нефелин (элеолит или масляный камень). Химический состав — $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Тв. 5,5. Уд. в. 2,55—2,65. Система гексагональная.

¹ Кроме нефелина к этой группе относятся: канкринит, микросоммит и другие редкие минералы, не входящие в программу данного курса. В интересах систематики для всех силикатов, описанных ниже, указаны группы, к которым они относятся, причем для некоторых групп приведен в качестве примера один минерал, наиболее распространенный и типичный.

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.

Диагностика. Для нефелина в сплошных массах характерны: окраска и жирный блеск (в свежих расколах). От апатита нефелин отличается по твердости.

Употребление. Нефелин применяется в стекольной и керамической промышленности, а также для выделки соды, окиси алюминия и коллоидного кремнезема (силикогеля).

Группа гранатов

Гранаты кристаллизуются в кубической системе и встречаются главным образом в кристаллах, иногда очень хорошо образованных, по преимуществу в виде ромбических додекаэдров, трапецоэдров (рис. 77 и 78) и других форм. Встречаются в кислых гранитных породах и пегматитовых жилах, а также в кристаллических сланцах.

Нужно отметить такие разновидности: альмандин — $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$, спессартин $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ и др. Самый распространенный из гранатов — альмандин.

Альмандин. Химический состав — $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Тв. 7—7,5. Уд. в. 4,1—4,3.

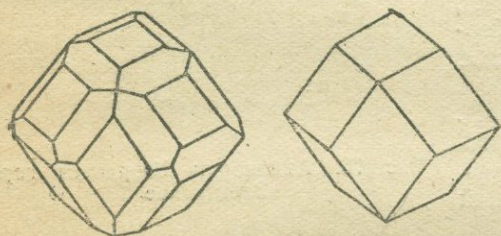


Рис. 77. Форма кристаллов граната: справа — ромбический додекаэдр; слева — комбинация ромбического додекаэдра и трапецоэдра.

Темнокрасного цвета, иногда прозрачен. Встречается в изверженных горных породах. Типичный минерал слюдяных сланцев и области контактов.

Гранаты встречаются на Урале, в особенности близ Златоуста на горе Таганай, где находят хорошо образованные кристаллы, а также в Осиновском и Глубочинском месторождениях на Среднем Урале. Крупное месторождение абразивного граната находится в Карелии близ ст. Шуерецкой.

Диагностика. Для альмандин и других гранатов очень характерны: кристаллическая форма и изометрический облик кристаллов, жирный блеск и сравнительно большой удельный вес.

Употребление. Прозрачные разновидности альмандин используются как драгоценный камень.

Практическое применение в ювелирном деле имеет также маг-

незиально-глиноземистый гранат (пироп) $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$ кроваво-красного цвета.

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

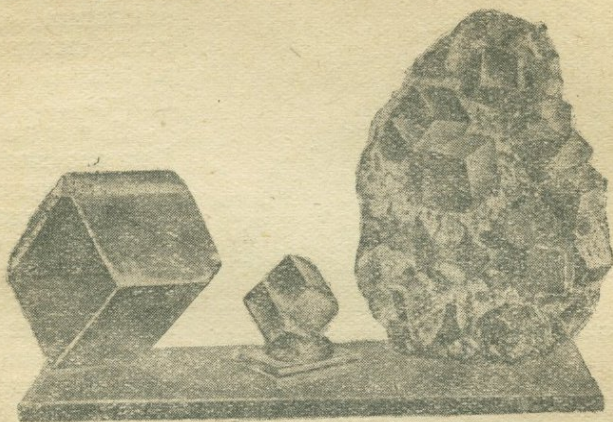


Рис. 78. Природные кристаллы граната.

Группа оливина

Оливин. Химический состав — $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Тв. 6,5. Уд. в. 3,3—3,4. Система ромбическая.

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 породой платины.

Диагностика. Для оливина характерны желтовато-зеленый цвет, зернистая форма и несовершенная спайность (отличие от зерен кварца в породах). Перед паяльной трубкой оливин не плавится.

Группа везувiana

Везувиан¹. Химический состав — $Ca_2Al(OH) \cdot Al_2(SiO_4)_5$. Часть алюминия иногда замещается железом, а часть кальция — магнием. Тв. 6,5. Уд. в. 3,35—4,45. Система квадратная.

Цвет зеленый, бурый, желтый. Встречается в хорошо образованных кристаллах (рис. 79), а также в плотных мелкозернистых массах.

¹ Назван по месту первоначального нахождения на склонах Везувия.

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

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. Вилуе (Восточная Сибирь).

Диагностика. Для везувиана характерны: окраска и форма кристаллов и естественные фигуры травления на гранях. Везувиан похож на некоторые бурые разновидности граната, турмалина и эпидота.

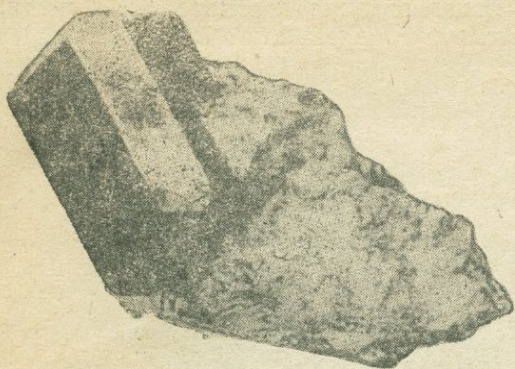


Рис. 79. Вилюит (везувиан) в породе, Якутская АССР.

Употребление. Везувиан иногда применяется как поделочный камень.

Группа циркона

Циркон. Химический состав — $ZrSiO_4$. 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. 80) 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.

Диагностика. Для циркона характерны: призматический облик кристаллов и жирноватый блеск, а часто и окраска.

Употребление. В металлургии — как ценный огнеупорный материал. Окись циркония, кроме того, применяется в стекольной и фарфоровой промышленности, а также при производстве эмалированной посуды.

Группа топаза

Топаз. Химический состав — $[Al(F, OH)_2]AlSiO_4$. Тв. 8. Уд. в. 3,4—3,6. Система ромбическая.

Бесцветные, голубые, розовые и желтые кристаллы (рис. 81), обычно призматической формы, с совершенной спайностью.

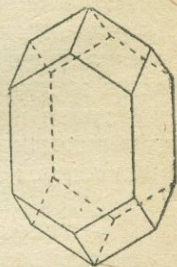


Рис. 80 Форма кристаллов циркона.

Топаз — типичный минерал пегматитовых и пневматолитовых жил. Встречается вместе с кварцем, полевым шпатом (рис. 82), слюдами, 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 Воляни.

Диагностика. Для топаза характерны: форма кристаллов, высокая твердость и совершенная спайность. В зернистых агрегатах топаз похож на кварц, от которого отличается по большей твердости, совершенной спайности и более сильному блеску.

Употребление. Прозрачные разновидности гранятся как драгоценные камни.

Кианит¹ (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, ввиду чего этот минерал называют также дистен (в переводе с греческого — двоякосопротивляющийся).

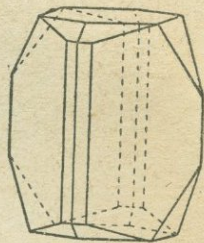


Рис. 81. Форма кристаллов топаза.

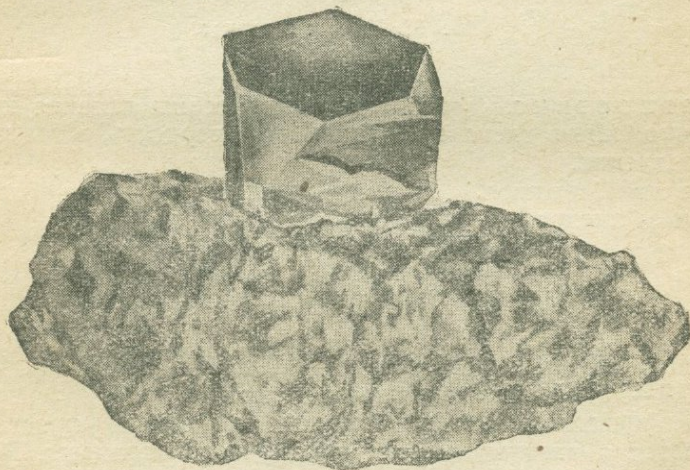


Рис. 82. Кристалл топаза в альбите. Урал.

Цвет кианита синий, разных оттенков, от голубого до зеленоватого и желтоватого, блеск стеклянный. Прозрачен или просвечивает. Встречается в виде удлиненных плоских кристаллов, плохо образованных на концах (рис. 83).

Кианит — характерный минерал кристаллических сланцев зоны высокого давления.

¹ „Кианит“ в переводе с греческого — темносиний (по цвету минерала).

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.

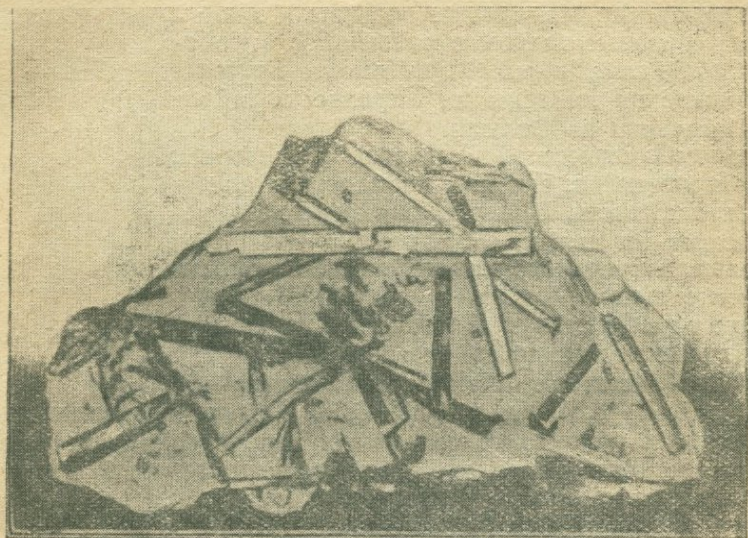


Рис. 83. Кианит в сланце.

Диагностика. Для кианита характерны плоские кристаллы обычно синего цвета и неодинаковая твердость, в зависимости от направления.

Употребление. Кианит — ценный материал для огнеупорных и кислотоупорных изделий.

Группа эпидота

Эпидот. Химический состав — $\text{HCa}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_{13}$. Тв. 6,5. Уд. в. 3,3—3,5. Система моноклиническая.

Цвет фисташково-зеленый, иногда бурый и красноватый. Встречается в плотных массах шестоватого сложения. Кристаллизуется в призматических кристаллах, нередко прекрасно образованных (рис. 84). Обладает весьма совершенной спайностью в одном направлении и ясно выраженным плеохроизмом.

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 слюд.

В СССР эпидот встречается в Карелии, на Урале и в Забайкалье. Прекрасными кристаллами славится Ахматовская копь и гора Магнитка (Южный Урал, Златоустовский район).

Диагностика. Для эпидота характерны желтовато-зеленая (фисташковая) окраска, спайность и плеохроизм. На призматических кристаллах эпидота часто заметна продольная штриховка.

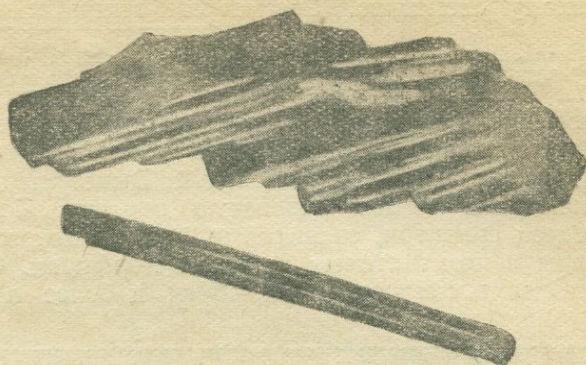


Рис. 84. Кристалл и сросток кристаллов эпидота.

Группа каламина

Каламин (гемиморфит или 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.

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 Дальнем Востоке (Тетюхе), в Средней Азии и на Урале.

Диагностика. Каламин в плотных агрегатах и натечных формах похож на смитсонит и отличается по реакции с кислотами. При действии кислоты смитсонит вскипает, а каламин этой реакции не дает.

Употребление. Применяется как хорошая руда на цинк, но самостоятельного практического значения не имеет.

Каламин - ортоклаз или микроклин
на Южном Урале
Кальцианит - аполитин

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, по подсчетам Кларка, более чем на половину (57,9%) состоит из ортоклаза и плагиоклазов, не считая менее распространенных полевых шпатов. Они входят в состав боль-

шей части массивных горных пород (кроме темных основных, бесполовошпатовых), 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 $K_2Al_2Si_6O_{16}$. Калия 16,9%, кремнезема 64,7%. Тв. 6. Уд. в. 2,56. Система моноклиническая.

Призматические кристаллы (рис. 85), 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.

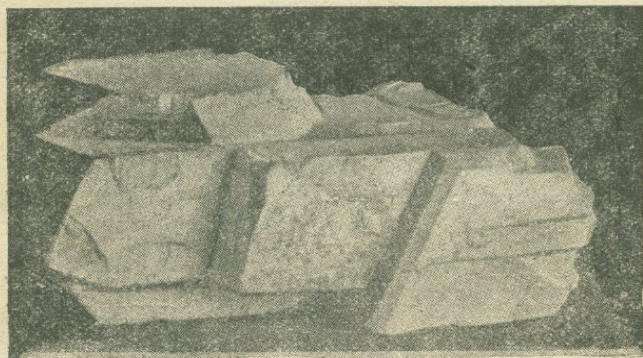


Рис. 85. Ортоклаз. Италия.

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).

Диагностика. Для ортоклаза характерны: кристаллическая форма и спайность по двум направлениям под прямым углом. Кислоты на ортоклаз не действуют. От сходных с ним барита и кальцита ортоклаз отличается по твердости.

Микроклин. Химический состав и окраска такие же, как и у ортоклаза. Кристаллизуется в триклинической системе (рис. 86).

Зеленые разновидности микроклина носят название «амазонский камень»¹ и встречаются в пегматитах Ильменских гор на Южном Урале. Месторождения микроклина промышленного значения находятся в Карелии и на Урале.

Диагностика. Микроклин похож на ортоклаз и отличается по оптическим свойствам (в шлифах под микроскопом). У ми-

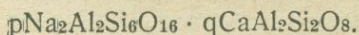
¹ Амазонский камень впервые был найден в Южной Америке на р. Амазонке, откуда и название.

кроклина часто наблюдается двойниковая штриховка на гранях пинакоида.

Употребление. Бледноокрашенные разновидности микроклина и ортоклаза применяются в фарфоро-фаянсовой промышленности. Зеленый микроклин — поделочный камень.

По добыче полевых шпатов первое место в мире занимают США, далее идут Южноафриканский союз, Швеция и СССР.

Плагиоклазы. Химический состав плагиоклазов можно выразить так:



Плагиоклазы представляют собою изоморфные смеси альбита и анортита и образуют непрерывный ряд от чистого альбита (Ab) до чистого анортита (An). Общая формула плагиоклазов $p\text{Ab} \cdot q\text{An}$, где p и q могут иметь любые значения. Они кристаллизуются в триклинической системе и особенно часто встречаются в виде сплошных масс. Цвет плагиоклазов белый, зеленоватый и серый до почти черного.

Диагностика. Плагиоклазы отличаются от ортоклаза по окраске, двойниковой штриховке на плоскостях спайности и косому углу между ними.

Макроскопически отдельные разновидности плагиоклазов почти не различаются друг от друга (за исключением лабрадора).

Альбит. Химический состав — $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$. 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 гидротермального происхождения. Хорошие образцы попадаются в пегматитовых жилах на Урале (Мурзинка), в Ильменских горах (Южный Урал) и в Забайкалье.

Диагностика. Некоторые формы альбита похожи на барит, но обладают большей твердостью и меньшим удельным весом. От действия кислот альбит не вскипает (отличие от кальцита, обладающего, кроме того, меньшей твердостью). От ортоклаза альбит отличается характерной двойниковой штриховкой на пинакоидальных гранях.

Анортит. Химический состав — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Тв. 6—6,5. Уд. в. 2,73—2,78. Система триклиническая.

Встречается в кристаллах, а также в зернах и зернистых агрегатах белого, реже голубоватого, желтоватого или розова-

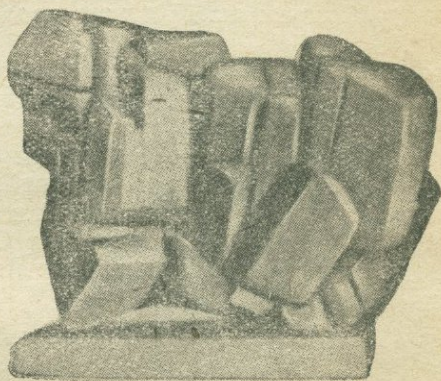


Рис. 86. Микроклин. Колорадо.

того цвета со стеклянным блеском. В чистом виде анортит встречается сравнительно редко.

Диагностика. Макроскопически анортит весьма сходен с альбитом (см. выше) и отличается только в шлифах под микроскопом.

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.

Серого цвета различных оттенков, от почти бесцветного до темносерого и зеленовато-черного. Лабрадор обнаруживает по некоторым направлениям красивую переливчатую окраску («глазки») в характерных тонах, преимущественно синих и зеленых. Причины возникновения ее не совсем ясны; возможно, она связана с интерференцией в тонких пластинках или с закономерно расположенными включениями.

Некоторые массивные горные породы сплошь состоят из лабрадора. Таковы лабрадориты на Вольни и в Киевской области.

Диагностика. Характерной особенностью лабрадора является переливчатая окраска («глазки») на призматических гранях кристаллов.

Употребление. Разновидности лабрадора, в которых наблюдается игра цветов, употребляются для внутренней и отчасти наружной отделки зданий и для камнерезных работ. Лучшие образцы такого лабрадора в СССР добываются близ Житомира и в Радомысльском районе Киевской области.

Группа лейцита

Лейцит¹. Химический состав — $K_2Al_2Si_4O_{12}$. Глинозема 23,5%, окиси калия 21,5%. Тв. 5,5—6. Уд. в. 2,45—2,50. Система кубическая.

Цвет лейцита белый, серый, красноватый, желтоватый; блеск стеклянный, иногда жирный. Часто попадаются прекрасно обработанные кристаллы в виде 24-гранников (рис. 87) в щелочных вулканических лавах (лейцитовых базальтах и порфирах).

Встречается часто в Италии в лавах Везувия и Соммы. В СССР известен в Забайкалье.

Диагностика. Для лейцита характерны формы кристаллов и бледная окраска.

Употребление. Применяется для удобрения как непосредственно в размолотом состоянии, так и в виде добавки к фосфоритам при их переработке в удобрительные туки. Кроме того, употребляется в химической промышленности при получении калийной селитры и жидкого стекла.

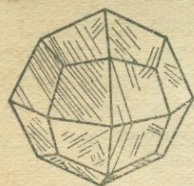


Рис. 87. Кристалл лейцита. 24-гранник со штриховкой.

¹ Название происходит от греческого слова «лейкос» — белый».

Группа турмалина

Турмалин. Химический состав — $\text{H}_3\text{Na}_2\text{Fe}_6\text{B}_6\text{Al}_{12}\text{Si}_{12}\text{O}_{62}$ Fe иногда замещается Mg. Тв. 7,5. Уд. в. 2,98—3,20. Система гексагональная.

Встречается в кристаллах в виде призм (рис. 88 и 89). 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 пегматитовых жилах; кроме того, он является существенной составной частью так называемых турмалиновых гранитов. Далее он характерен для сланцев и области контактов.

Месторождения в СССР: Урал, близ Свердловска (дер. Алабашка, Муззинка и Ли-

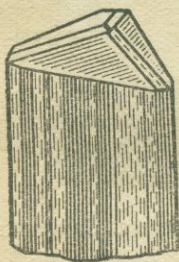


Рис. 88. Тип кристалла турмалина.

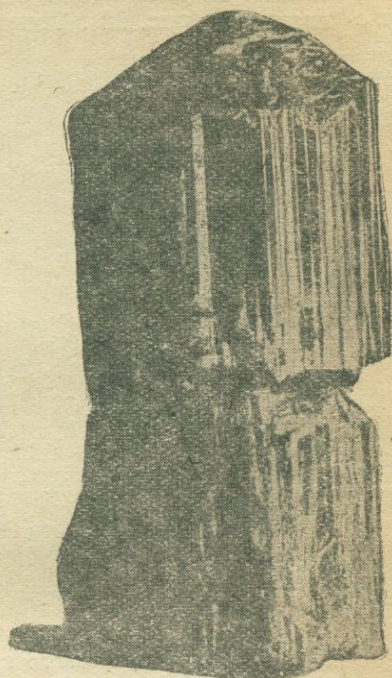


Рис. 89. Гигантский кристалл турмалина. С. Америка. (Уменьшено в 2 раза.)

повка); Забайкалье — горы Адун-Чолонг (в особенности шерлы), Борщовочный кряж (розовые и полихромные турмалины).

Диагностика. Для турмалина характерны: призматическая форма кристаллов, отсутствие спайности (отличие от амфиболов и эпидота) и твердость. У шерла характерный излом, как у каменных углей.

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 почти нацело состоит из слюды. Слюды характеризуются весьма совершенной спайностью в одном направлении, благодаря чему легко расщепляются на тончайшие упругие листочки (рис. 90). Твердость слюд 2,5—3.

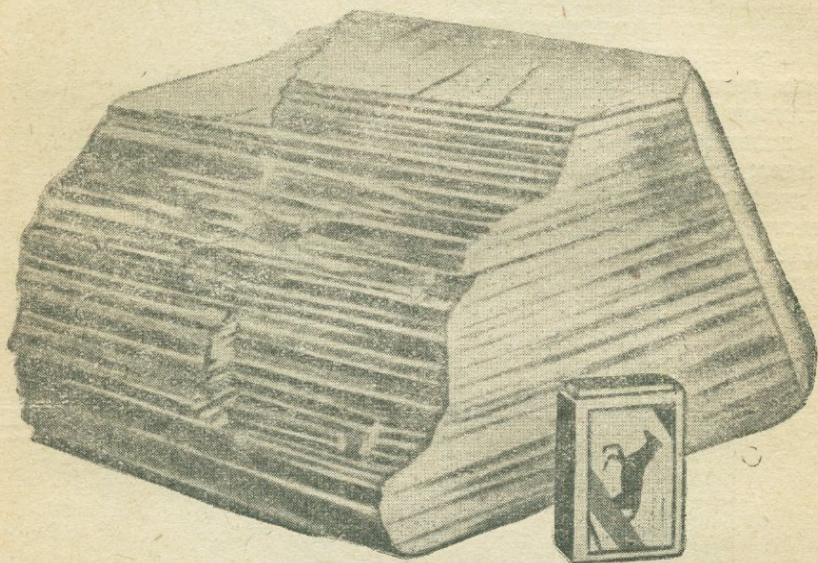


Рис. 90. Часть природного кристалла флогопита. Слюдянка.

Кристаллы моноклинической системы, чаще в виде табличек и призм. По химическому составу слюды представляют водные алюмосиликаты.

Мусковит (белая калийная слюда). Химический состав — $\text{H}_2\text{KAl}_3(\text{SiO}_4)_3$. 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.

Встречается часто как породообразующий минерал в гранитах и сланцах. Крупные кристаллы встречаются в пегматитовых жилах и пегматитах. Вес отдельных кристаллов достигает до 16 кг и более; из крупных кристаллов получают пластины до 5 м².

Отметим некоторые разновидности калийной слюды.

Серицит (название от «серикос», по-гречески — шелковый — тонкочешуйчатый светлый мусковит с характерным шелкови-

стым блеском. Обычно серицит содержит несколько больше воды, чем нормальный мусковит.

Серицит — пороодообразующий минерал, входящий в состав серицитовых, тальково-серицитовых и других метаморфических сланцев, широко распространенных на восточном склоне Урала и являющихся вмещающими породами месторождений медистых пиритов.

В СССР имеются старинные месторождения мусковита, разработывавшиеся еще в XVII в. в Карелии.

Важнейшие месторождения, ныне эксплуатируемые, находятся в Восточной Сибири: на р. Маме (приток р. Витима), где добывается мусковит как для внутреннего потребления, так и для экспорта и Бирюсинское месторождение (в Саянах).

Диагностика. Для мусковита характерны: весьма совершенная спайность и бледная окраска. Тонкие листочки мусковита более гибки и упруги, чем листочки флогопита.

Употребление. Применяется главным образом 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.

По добыче слюд (мусковита и флогопита) первое место в мире занимают США, далее идут Британская Индия и СССР.

Флогопит. Химический состав — $\text{FK}_2\text{Mg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{12}$. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,8.

Сходен с мусковитом. Золотисто-бурого цвета разных оттенков. Иногда бывает бесцветным.

Встречается в контактовых месторождениях, часто вместе с кальцитом и апатитом (рис. 90).

В СССР крупное промышленное месторождение на р. Слюдянка, близ Байкала в Восточной Сибири, имеющее экспортное значение.

Диагностика. Флогопит отличается от биотита прозрачностью и более светлой окраской, а от мусковита — меньшей упругостью в тонких листочках. В проходящем свете во флогопите часто наблюдается астеризм¹.

Употребление. Применяется для тех же целей, как и мусковит.

Биотит. Химический состав — $(\text{K}, \text{H})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,7—3,1.

Черного и черно-зеленого цвета. Пороодообразующий 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.

¹ Если смотреть сквозь тонкую пластинку флогопита на пламя свечи, замечается светлая шестилучевая звезда. Это явление зависит от присутствия тончайших игольчатых включений (иногда, по видимому, рутила TiO_2 или турмалина), имеющих правильное расположение, и носит название астеризма.

Диагностика. Для биотита характерны: темнозеленая, бурая или черная окраска и непрозрачность. Просвечивает только в тонких листочках.

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 Забайкалье (Борцовочный кряж).

Диагностика. Для лепидолита характерны: окраска, непрозрачность и небольшие размеры кристаллов. Листочки лепидолита гибки, но не упруги. Перед паяльной трубкой дает реакцию на Li (пурпурово-красное пламя).

Употребление. Лепидолит — литиевый минерал, встречающийся в СССР в большом количестве, употребляется для получения препаратов лития.

Группа хлоритов

Минералы группы хлоритов¹ по многим 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 большей 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.

Диагностика. Клинохлор отличается от других минералов по окраске и спайности. Листочки клинохлора гибки, но не упруги. Легко чертится ногтем, причем получается светлая черта. Если поскоблить клинохлор ножом или ногтем получается светлый порошок, жирный наощупь.

Группа змеевика и талька

Змеевик² (серпентин). Химический состав — $H_4Mg_3Si_2O_{10}$. Часто примесь железа, замещающего магний. Тв. 2,5—4. Уд. в. 2,5—2,65.

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.

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 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, магнезита, талька, асбеста, платины и никелевых руд.

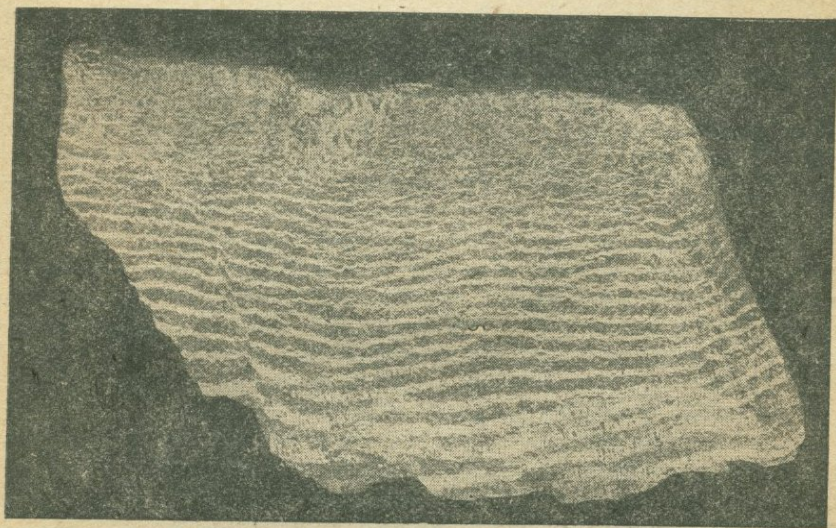


Рис. 91. Прожилки асбеста в породе. (Баженовское м-ние. Урал.)

Диагностика. Для змеевика характерны: окраска, строение, небольшая твердость, отсутствие спайности и слабый восковой или масляный блеск.

Асбест. Представляет собой волокнистый минерал с шелковистым блеском, близкий по химическому составу к змеевику. Встречается в виде жил и прожилков в змеевике, состоящих из тонких волокон, ориентированных перпендикулярно к стенкам жилы.

Такие жилы различной мощности, от долей миллиметра до 10 см и более, иногда пронизывают весьма густо толщи змеевика (рис. 91).

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 месторож-

дение — 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 имеется несколько месторождений меньшего значения. Известно также месторождение серпентин-асбеста в Таджикистане.

Диагностика. Асбест легко отличается от других минералов по волокнистому строению и шелковистому блеску. Легко расщипывается на тонкие, гибкие, прочные нити, напоминающие шелк. Волокна серпентин-асбеста более прочны и гибки, чем волокна амфиболового асбеста (см. выше — актинолит).

Употребление. Благодаря своему волокнистому строению, огнеупорности и плохой электропроводности и теплопроводности асбест имеет очень широкое применение. Лучшие (более длиноволокнистые) 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.

По добыче асбеста первое место в мире занимает Канада, далее идет СССР (26% мировой добычи).

Тальк. Химический состав — $\text{H}_2\text{Mg}_3(\text{SiO}_3)_4$. 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. Тальк в тонких листочках гибок. Очень мягок, жирен наощупь. Тальк 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 другие содержащие Mg минералы.

В СССР встречается на Урале, близ Свердловска; на Южном Урале — в Миасской даче и в Кыштымском горном округе (дер. Шабры).

Диагностика. Тальк жирен наощупь и очень мягок. Листочки талька гибки, но не упруги.

Употребление. Наибольшее применение тальк находит в бумажной и строительной промышленности, в резиновой промышленности (в особенности для опудривания готовых резиновых изделий), кроме того, в парфюмерной, кожаной и фармацевтической промышленности. Плотный тальк (жировик) — для изготовления огнеупорной посуды. Тальковый камень — для огнеупорных кирпичей.

По добыче талька и талькового камня первое место в мире занимают США, далее идут Франция и Италия.

Гарниерит¹. Химический состав — $\text{H}_2(\text{Ni}, \text{Mg})\text{SiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. 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 изумрудно-зеленого 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 Урала — в Уфалейском районе, близ ст. Ревда, а также в Халиловском районе.

Диагностика. Для гарниерита и ревдинскита очень характерны окраска и агрегаты, похожие на гальки чрезвычайно хрупкие, легко разламывающиеся руками, с раковистым изломом и слегка жирноватым блеском, способные полироваться ногтем. Нередки также порошковатые агрегаты.

Зеленые силикаты никеля сходны с окисленными медными рудами — землистым малахитом, хризоколой и отличаются по окраске, характеру агрегатов и по химическим реакциям.

Употребление. Единственная руда на Ni, встречающаяся в СССР в значительных количествах.

Группа каолина

Каолин². Химический состав — $\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9$. Тв. 2. Уд. в. 2,6—2,63.

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 —

¹ Разновидность, впервые встреченная в России в 1870 г., была названа ревдинскитом.

² Название в переводе с китайского означает „фарфоровая глина“.

Гжелль Московской области; Боровичский район Ленинградской области; на Украине (Часов-Яр) и на Урале (Сухой Лог, Байны, Кыштым).

Диагностика. Каолин очень мягок, жирен наощупь, прилипает к языку. Если подышать на каолин, заметен своеобразный запах глины. С водой каолин дает пластичную массу.

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 формируют изделия, которые подвергаются обжигу. Кроме того, каолин широко применяется в писчебумажной промышленности как наполнитель.

Группа хризоколлы

Хризоколла (кремнекислая медь). Химический состав — $\text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. 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 Казахстане.

Диагностика. Хризоколла отличается от сходных минералов по цвету, раковистому излому, жирному или жирноватому блеску и характеру агрегатов.

Употребление. Применяется как медная руда, обычно в смеси с другими медными минералами.

3-й отдел. Фосфаты

Апатит. По химическому составу различают: фтор-apatит $(\text{CaF})\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_3$ и хлор-apatит $(\text{CaCl})\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_3$. Обе разновидности сходны между собой по физическим признакам. Тв. 5. Уд. в. 3,2. Система гексагональная.

Апатит встречается в призматических, реже табличатых 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 соедине-

но железной дорогой с Мурманском и Ленинградом. Ежегодная добыча апатита более 1,5 млн. 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 слюдяных пегматитовых жилах на р. Маме в Восточной Сибири, в Карелии и в других местах.

Диагностика. Для апатита характерны кристаллическая форма и твердость. В отличие от кальцита апатит не вскипает с кислотами и обладает большей твердостью.

Употребление. Апатит применяется как ценное сырье для приготовления фосфорнокислых удобрений как для потребления внутри СССР, так и для вывоза за границу.

По запасам апатита СССР стоит на первом месте в мире. Наши запасы превышают в 25 раз запасы всех других стран. По добыче апатита СССР также стоит на первом месте в мире.

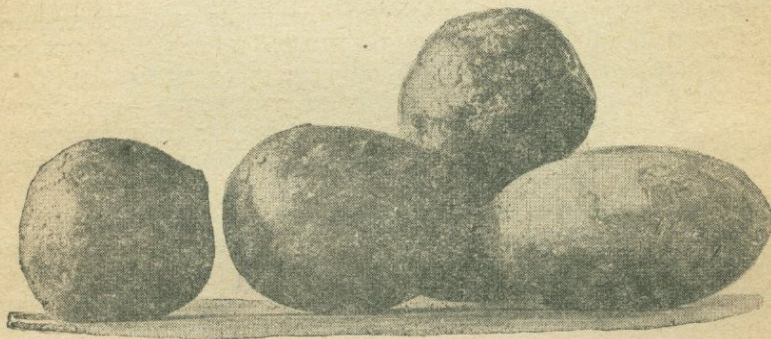


Рис. 92. Подольский фосфорит. Украина.

Фосфорит. Землистый фосфат кальция, близкий по составу к апатиту. Содержание P_2O_5 колеблется от 15 до 30%.

Встречается в виде желваков и конкреций (рис. 92) буровато-серого, бурого и темнобурого цвета среди осадочных пород, известняков, песков, песчаников и сланцев. Образуется из фосфора, содержащегося в остатках 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 областях; на Украине в районе Каменец-Подольска; в Казахстане близ Актюбинска и на северном склоне хребта Каратау.

Диагностика. Для фосфорита характерны формы нахождения — желваки и конкреции, нередко радиально-лучистого строения.

Если потереть две сухих конкреции фосфорита одну об другую, заметен запах как бы от сгоревшей головки спички.

Употребление. Фосфориты поступают на суперфосфатные заводы для выработки искусственных удобрений.

По мировым запасам фосфорнокислых руд СССР стоит на первом месте и наши запасы составляют 60% мировых запасов. По добыче фосфоритов первое место в мире занимает Тунис, далее идут Марокко (Северная Африка) и Океания (о-ва Науру).

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, охлаждающий. Образуется из органических остатков и животных отбросов при участии микроорганизмов, обычно на солончаках и в известковых пещерах. В СССР встречается в Средней Азии, в Крыму и на Кавказе.

Диагностика. Для калийной селитры характерны легкая растворимость в воде, малая твердость и соленый охлаждающий вкус. Перед паяльной трубкой на угле дает вспышку.

Употребление. Очень ценное удобрение для цветочных и садовых культур. Кроме того, применяется для производства пороха и других взрывчатых веществ. В больших количествах приготавливается искусственно.

Натровая селитра (чилийская селитра). Химический состав NaNO_3 . 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, охлаждающий.

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.

В СССР самосадочная натровая селитра с примесью глауберовой соли встречается в Доронинском озере (Забайкалье).

Диагностика. Натровая селитра сходна по свойствам с калийной и отличается от нее по более сильной вспышке перед паяльной трубкой и по химическим реакциям.

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 — BaSO_4 . 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 попадает в хорошо образованных табличатых кристаллах, которые сростаются в друзы, нередко с различными включениями (рис. 93). Спайность совершенная. Барит встречается в гидротермальных жилах, иногда вместе с сернистыми минералами, выделяясь из горячих водных растворов в железных шляхах. Кроме того, барит находится и среди осадочных горных пород вместе с кальцитом.

В СССР важнейшие месторождения барита находятся в Западной Грузии (в районе Кутаиси) и в Туркмении — в горах Копет-Даг. Кроме того, барит известен на Южном Урале, на Алтае, в Средней Азии и Казахстане.

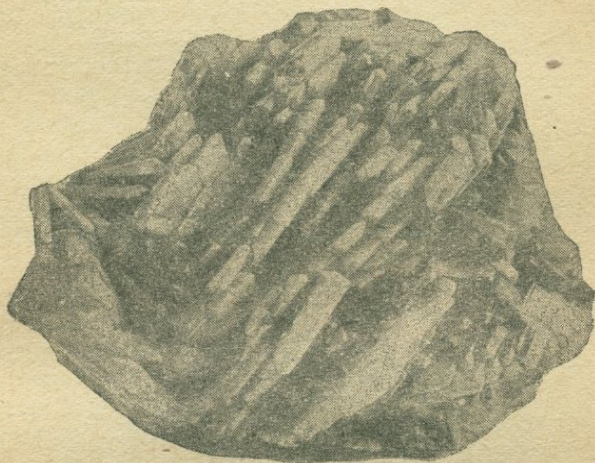


Рис. 93 Барит. Фергана.

Диагностика. Барит обладает высоким удельным весом по сравнению с другими нерудными минералами, небольшой твердостью, совершенной спайностью и нерастворимостью в кислотах. Из сходных с ним по виду минералов альбит тверже барита (не чертится ножом), кальцит вскипает от кислот.

Употребление. В химической промышленности — для получения препаратов бария. Кроме того, применяется в красочной и полиграфической промышленности.

По добычке барита первое место в мире занимает Германия, далее идут США и СССР.

Англезит. Химический состав — $PbSO_4$. Тв. 3. Уд. в. 6,2—6,3. Система ромбическая.

Англезит встречается в светлых, серых и темноокрашенных массах и прозрачных белых мелких кристаллах в верхних частях рудных 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).

Диагностика. Для англезита характерны средняя спайность, весьма большой удельный вес, алмазовидно-жирный блеск и парагенезис с галенитом и лимонитом.

Употребление. Применяется как богатая свинцовая руда, но самостоятельного практического значения не имеет.

Ангидрит¹. Химический состав — CaSO_4 . 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.

В СССР встречается на Урале (близ Кунгура), в Поволжье (Горьковский край) и в Донбассе (Артемовск).

Диагностика. Для ангидрита характерны: окраска и спайность по трем перпендикулярным направлениям. Ангидрит не чертится ногтем (отличие от гипса) и не вскипает с кислотами (отличие от кальцита).

Употребление. Применяется для получения серной кислоты и ангидритового цемента.

Гипс. Химический состав $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. 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. 94), иногда сероватые от посторонних примесей, нередко образующие друзы и розетковидные сростки (рис. 95).

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. Залегают 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 Татарская республика. Встречается во многих местах в Сибири и в Крыму.

Диагностика. Для гипса характерны: формы кристаллов, — в особенности «розы» гипса и двойники в форме ласточкина хвоста и весьма совершенная спайность. Тонкие листочки гипса немного гибки, но не упруги (отличие от слюды). Гипс чертится ногтем, хрупок, кажется шершавым наощупь в порошок.

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

¹ Название в переводе с греческого — „безводный“, в отличие от гипса.

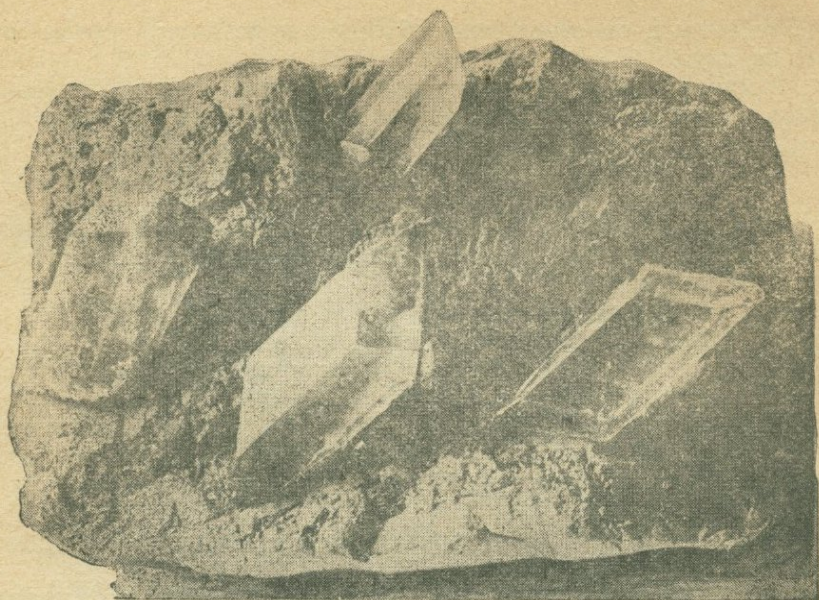


Рис. 94. Кристаллы гипса. Огайо, США.



Рис. 95. Сросток кристаллов гипса. Оз. Баскунчак.

приборов. Алебастр — для изготовления мелких художественных изделий.

По добыче гипса первое место в мире занимают США, далее идут Франция, Канада, Испания и СССР.

Мирабилит (глауберова соль). Химический состав мирабилита — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Тв. 1,5—2. Уд. в. 1,4—1,5. Система моноклиническая.

Бесцветные со стекляннм блеском кристаллы, горько-соленые на вкус.

Мирабилит выделяется из воды, соленых озер во время морозов при температурах ниже -3° в результате реакции:



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 $32,5^{\circ}\text{C}$.

Мирового значения месторождения мирабилита расположены по берегам мелководного залива Кара-Богаз-Гол, находящегося в восточной части Каспийского моря, где эта соль образуется в огромных количествах и выбрасывается прибоем на берег. Месторождение эксплуатируется; обезвоженная соль вывозится на стекольные заводы.

Кроме того, мирабилит применяется в химической промышленности.

Диагностика. Для мирабилита характерны: мелкозернистые игольчатые кристаллы, рассыпающиеся сплошные массы и горько-соленый охлаждающий вкус.

Алунит (квасцовый камень). Химический состав — $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3$. 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) и в Средней Азии.

Диагностика. Алунит в плотных массах сходен с плотным каолином и белым бокситом (см. выше). При исследовании в шлифе под микроскопом от других минералов отличается оптическими свойствами.

В случае крупных залежей алунит может иметь значение как руда на алюминий.

6-й отдел. Вольфраматы

Наиболее распространенные вольфраматы, описанные ниже, представляют соли вольфрамовой кислоты и отличаются средней твердостью (близкой к твердости ножа) и высоким удель-

ным весом. По генезису вольфраматы принадлежат к типичным минералам пегматитовых жил; кроме того, они образуются и в глубинных рудных жилах.

Вольфрамит. Химический состав — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$. Содержание WO_3 около 75%. Тв. 5,5. Уд. в. 7,2—7,5. Система моноклиническая.

Табличатые 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.

Крупнейшее месторождение вольфрамита в СССР — Джидинское в Бурято-Монгольской АССР. Кроме того, промышленные месторождения вольфрамита находятся в Забайкалье, Северном Казахстане и на Урале (дер. Баевка в районе Свердловска).

Диагностика. Для вольфрамита характерны: весьма большой удельный вес, пластинчатые кристаллы с совершенной спайностью и бурая черта.

Употребление. Вольфрамит — важнейшая руда на вольфрам¹, 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.

В 1936 г. первое место в мире по добыче вольфрамита занимал Китай, далее шли Бирма (Индо-Китай) и США.

Шеелит. Химический состав — CaWO_4 . Содержит WO_3 80,6%, CaO 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).

Диагностика. Для шеелита характерны: средняя спайность, жирноватый блеск, большой удельный вес и кристаллы, напоминающие по виду октаэдры.

¹ Металлический вольфрам — один из самых тугоплавких металлов (температура плавления 3267°). Металлургия вольфрама очень сложна.

См. В. В. Критский. Вольфрам и молибден в электроламповой промышленности. Журнал „Минеральное сырье и его переработка“ № 2, 1927.

С белым шеелитом сходны: кварц (отличается по высокой твердости) и барит (отличается от шеелита по совершенной спайности).

Употребление. Руда на вольфрам.

VII класс. Углеводородные соединения

Наиболее распространенные углеводородные соединения, описанные ниже, принадлежат к так называемым каустобиолитам. Название это в переводе с греческого означает «горючие камни, образовавшиеся в результате жизнедеятельности организмов».

К каустобиолитам относятся ископаемые угли, нефть и продукты ее изменения, — асфальт и озокерит.

Колоссальное экономическое значение каустобиолитов ясно из того, что в мировой добыче полезных ископаемых каустобиолиты (ископаемые угли и нефть) составляют 74% по массе и 73% по стоимости.

Учитывая огромное значение ископаемых углей и нефти, как важнейших видов промышленного топлива и сырья для получения из них целого ряда ценных продуктов, мы даем более подробное описание этих полезных ископаемых.

Нефть. Жидкий минерал, маслянистый, с характерными запахом и флюоресценцией. Уд. в. 0,76—1.

По химическому составу нефть представляет смесь жидких и газообразных углеводородов, из которых наибольшее значение имеют: 1) насыщенные углеводороды парафинового ряда и 2) углеводороды ряда нафтенов. Реже в состав нефти входят бензолы и ароматические углеводороды.

В зависимости от преобладания в составе нефти той или иной группы углеводородов различают нефти: 1) парафиновую (Грозненский и Челекенский районы, многие нефти США), 2) нафтеновую (Бакинский район). Кроме того, в СССР встречаются нефти, богатые ароматическими соединениями (некоторые кубанские нефти, уральская нефть).

По элементарному составу нефть в большинстве случаев содержит С — около 85—86% и Н — около 12%. Иногда имеется небольшой процент серы, которая придает нефти особый, крайне неприятный запах. (Нефть Чусовских городков на Урале).

Цвет нефти зависит от ее состава. Нефть чаще имеет темно-коричневую и красновато-коричневую окраску, в редких случаях желтую и еще реже — белую (бесцветная 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 глубиной они становятся более текучими, окраска их делается светлее и в них преобладают углеводороды с более низкой температурой кипения.

Нефть часто пропитывает пористые породы — пески, известняки, песчаники (рис. 96). Циркулирует подобно воде по трещинам пород, вырываясь на поверхность нефтяные фонтаны. Сопровождающих ее горючих газов и давая нефтяные фонтаны.

Большинство крупных месторождений нефти являются вторичными, обычно в пористых породах, — песках, песчаниках, реже известняках и доломитах, куда нефть проникает по трещинам из глубин земли.

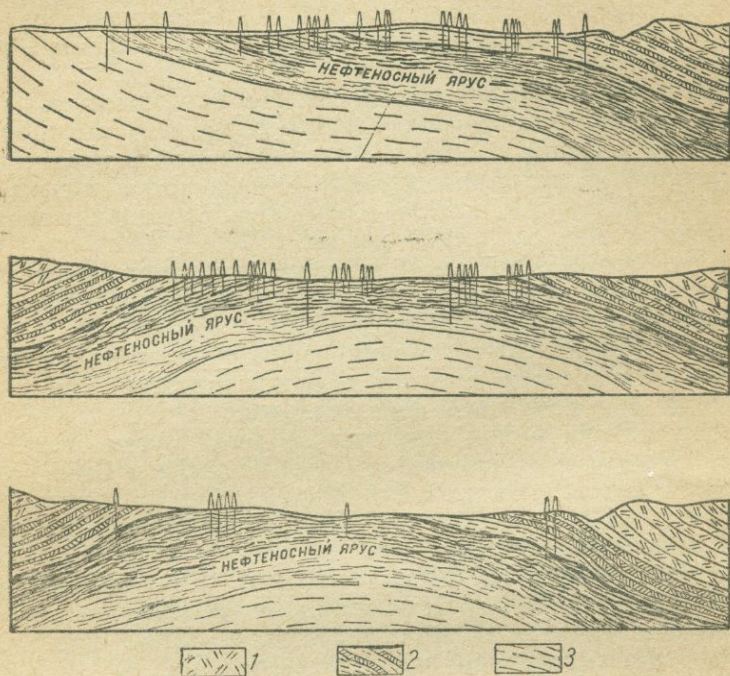


Рис. 96. Разрезы Бакинских месторождений нефти.

1 — арало-каспийские известняки; 2 — разноцветные глины, содержащие местами нефть; 3 — глинны и пески.

Происхождение нефти было предметом большого количества гипотез, которые можно подразделить на: 1) гипотезы неорганического происхождения и 2) гипотезы органического происхождения нефти.

Согласно одной из гипотез неорганического происхождения нефти, высказанной Д. И. Менделеевым, нефть образовалась на больших глубинах при действии металлы, в особенности углеродистое железо. Сторонники органического происхождения нефти считают, что нефть образовалась при разложении остатков вымерших животных или 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 получается маслянистая жидкость, приближающаяся по составу к нефти.

Преобладает взгляд, что нефть, по крайней мере в главной массе, произошла из органического материала.

Наибольшим признанием пользуется теория смешанного растительно-животного происхождения нефти или сапропелевая теория, обоснованная Г. Потонье.

По этой теории исходным материалом для образования нефти явился сапропель (гнилой ил), образовавшийся из остатков водорослей и планктона на дне водоемов в прежние геологические периоды.

Сапропелевые образования в связи с последующими геологическими процессами подвергались воздействию высокой температуры и давления. Последнее заставило нефть перемещаться (мигрировать) из материнских сапропелевых пород в вышележащие пористые породы, которые оказались благоприятными для образования в них скоплений нефти.

Эти нефтеносные породы (пористые известняки, мергеля, пески и песчаники) и являются месторождениями нефти, эксплуатируемыми в настоящее время.

По одной из новейших теорий нефть образовалась при разложении органических веществ в бескислородной среде серобактериями при процессах диагенеза.

Месторождения нефти известны во всех частях света. Наиболее мощные из них находятся в СССР, далее в США (в особенности в Тексасе, Оклахоме и Калифорнии), в Южной Америке (Венецуэла и Колумбия), в Мексике и в Азии — месторождения Ирана и Месопотамии.

Нефтяные ресурсы СССР колоссальны. По подсчетам акад. И. М. Губкина к XVII Международному геологическому конгрессу запасы нефти в СССР определены в 3877,2 млн. т, что составляет 54,8% мировых запасов нефти.

В СССР крупнейшее месторождение нефти мирового значения находится в Баку и в его ближайших окрестностях, далее близ г. Грозного Чечено-Ингушской автономной области и 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, нефтеносные районы Туркменистана (Нефте-Даг) и район о. Сахалина на Дальнем Востоке. Из новых нефтеносных районов СССР необходимо отметить месторождение нефти на Северном Урале (близ Чусовских Городков), и более продуктивные месторождения в Башкирии, в районе Ишимбаева.

По добыче нефти первое место в мире занимают США, второе — СССР и третье — Венецуэла (Южная Америка).

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 (в %):

Бензина и газалина	4
Керосина	33
Соляровых и смазочных масел . .	39
Гудрона	14

Американская нефть (из США) в %:

Бензина и газалина	15,5
Керосина	55
Соляровых масел	19,5

Асфальт. Химический состав — 80% углерода, 10% водорода и 10% кислорода. Уд. в. 1—1,2. Представляет смесь окислившихся углеводородов и образуется из нафтеновых нефтей. Коричнево-черного и черного цвета массы со смолистым блеском и битуминозным запахом. Пропитывает известняки, мергеля и песчаники.

В СССР важнейшие промышленные месторождения асфальта находятся в Поволжье близ Сызрани. Кроме того, асфальт встречается в Казахстане, на Кавказе (в районе Гагр и Батуми) и в Крыму (Керченский район).

Диагностика. Асфальт легко плавится на свече, горит коптящим пламенем, причем заметен своеобразный запах. Очень легко.

Употребление. Применяется для изготовления лаков и для асфальтирования улиц.

В 1926 г. по мировой добыче асфальта первое место в мире занимала Италия, далее шел СССР и о. Тринидад (Британская колония в Вест-Индии). На о. Тринидад находится целое асфальтовое озеро длиной в 800 м и шириною в 100 м, затвердевающее в холодную погоду.

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 собою остаточный продукт естественной дистилляции парафинистых нефтей. Грубобилковатые массы зеленоватого, коричневого и черно-бурого цвета. Просвечивает, жирен наощупь.

Озокерит отчасти залегает пластами, проникая слои песчаников, отчасти заполняет трещины в породах.

В СССР озокерит добывается на о. Челекен и в Фергане, в месторождениях Шор-су и Сель-Рохо.

Диагностика. Озокерит напоминает по свойствам воск, в мелких кусочках мнется в руках, легко плавится на свече.

Употребление. Озокерит применяется для изготовления церезина (искусственного воска), пропитывания тканей, брезентов и для других технических целей.

По добыче озокерита СССР занимает первое место в мире.

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 стпечатки 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 переломамы 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 папоротники и деревья особого вида с чешуевидными листьями, называемые лепидодендронами и сигилляриями, достигавшие в высоту до 40 м и более. Прилагаемый рисунок (рис. 97) знакомит с общим характером растительности каменноугольного периода.

Из остатков наземных и болотных растений образовались наиболее распространенные гумусовые угли, как автохтонные, так и аллохтонные, а из остатков водорослей и планктона, образовавших на дне водоемов гнилой ил, — сапропель, — сапропелевые угли.

Ископаемые угли состоят из органической массы с примесью 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 (большой 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.



Рис. 97. Ландшафт каменноугольного периода.

Антрацит очень тверд, отличается серовато-черным цветом и сильным металлическим блеском.

Процентный состав органического вещества ископаемых углей приведен в следующей таблице, составленной проф. Мук.

Название угля	С	Н	О	N
	проценты			
Бурый уголь	69	5,5	25	0,5
Каменный уголь	82	5	13	Следы
Антрацит	95	2,5	2,5	"

Строение угольной массы¹. В строении угольной массы, согласно с новейшими работами (Marie Stopes), принимают участие следующие четыре разновидности, отличающиеся макроскопически и микроскопически:

¹ См. проф. П. И. Степанов. Геология месторождений ископаемых углей, Харьков, 1930.

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 гумусового происхождения.

3. Клярэн (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, бесструктурную, 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 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 довольно широких пределах, как видно из следующих данных:

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.

Название угля	Теплотворная способность (в б. кал.)
Лигнит	2000—3200
Бурый уголь	4000—6200
Каменный уголь	8000—9500
Антрацит	6000—9200

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 пла-

стов, горообразовательных процессов, а иногда и от действия внутренней теплоты земли.

По данным XVII Международного геологического конгресса мировые запасы ископаемых углей составляют около 8000 млрд. т. Первое место по запасам углей принадлежит США, второе место занимает СССР. Запасы ископаемых углей СССР составляют в настоящее время почти 21% общемировых запасов, вместо 3,2% по данным 1913 г.

Общие запасы ископаемых углей СССР (с учетом тонких пластов) — 1654,4 млрд. т; из них в Европейской части СССР находятся 9,1%, а в Азиатской — 90,9%.

Однако, нужно сказать, что далеко не все наши каменноугольные месторождения достаточно изучены, и поэтому можно быть уверенным, что в результате новых открытий угольных месторождений и развертывания разведочных работ на месторождениях уже известных угольные запасы СССР будут значительно увеличены.

Угли СССР отличаются большим разнообразием. Среди них крупную часть составляют угли, годные для коксования и для получения из них жидкого топлива.

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 12,8% запасов относится к бурым углям. Остальные 87,2% углей СССР принадлежат к высокосортным каменным углям с большой теплотворной способностью.

В 1937 г. по добыче ископаемых углей первое место в мире занимали США, далее шли Германия, Англия и СССР.

**Важнейшие месторождения ископаемых углей в СССР
(по данным XVII Международного геологического конгресса)**

Название месторождения	Местонахождение	Запасы в млрд. т
Кузнецкий бассейн	Западная Сибирь	450,7
Тунгусская угленосная площадь	Восточная Сибирь	} 782,5
Ленская угленосная площадь	" "	
Печорская угленосная площадь	Северный край	} 88,9
Донецкий бассейн	Украина	
Иркутский бассейн и Забайкалье	Восточная Сибирь	81,4
Караганда	Казахстан	52,7
Чулым-Енисейский бассейн	Восточная Сибирь	43
Канский бассейн	" "	42
Буреинский бассейн	" ДВК "	26,1
Минусинский бассейн	Западная Сибирь	20,6
Подмосковный бассейн	Европейская часть	} 12,4
	РСФСР	
Угольные бассейны Урала	Урал	7,6
Северный склон Кавказа	Кавказ	4
Общие запасы по СССР (с учетом тонких пластов угля . . .		1654,4

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 каменноугольной смолы получают разнообразные анилиновые и ализиновые 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 — о ж и ж е н и е или гидрогенизация каменных и в особенности бурых углей — получение из них жидких горючих продуктов методом гидрирования водородом под давлением 200—300 ат, 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.

Важное значение для народного хозяйства приобретает под земная газификация углей, позволяющая использовать тонкие пласты.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Наиболее удобным и быстрым способом анализа минералов является определение их при помощи паяльной трубки, введенное в минералогическую практику еще в XVIII в. 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 испытаний 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, 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 вдуть в нее воздух в пламя свечи и получать высокую температуру, которой пользуются для ряда реакций, по преимуществу металлургического характера. Разборная паяльная трубка (рис. 98) состоит из мундштука *a*, собственно трубки *b*, барабана *c* и наконечника *d*.

Наконечник *d* должен легко 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 входить в отверстие трубки. Конец трубки нужно держать совершенно чистым и вытирать его бумагой во время работы, а в случае надобности чистить иногда шкуркой или наждачной бумагой мелкого номера (00 или 000).

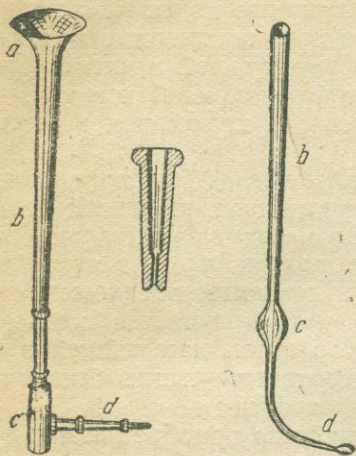


Рис. 98. Паяльные трубки.

На рис. 98 в середине изображен мунштук 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, даю-

щей достаточно большое некопящее 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.

Такой набор должен заключать следующие необходимые предметы:

1. Паяльная трубка.
2. Свеча или масляная лампа.

3. Пинцет минералогический (рис. 99). 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.



Рис. 99. Пинцет для работы с паяльной трубкой.

4. Платиновая проволока служит для работы с пер-

лами (шариками) буры и фосфорной соли и для определения элементов по окрашиванию пламени. Кусочек проволоки длиной 5—6 см при толщине 0,1—0,3 мм впаивается в стеклянную палочку или вставляется в особый держатель. На конце проволоки делается круглая петелька диаметром около 2 мм или немного меньше.

5—7. Молоточек, наковальня 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 ножом.

15. Стальная ступка Абиха для предварительного измельчения минералов.

16. Набор необходимых реактивов:

а) сода — Na_2CO_3 ,

б) бура — $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$,

в) «фосфорная соль» — $\text{HNaNH}_4\text{PO}_4$,

г) азотнокислый кобальт — $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ (10% водный раствор),

д) лакмусовая бумага,

е) куркумовая бумага,

ж) крепкая соляная кислота — HCl .

Указанный 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 трубкой¹.

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. 100), очень мало светя-

¹ Н. К. Разумовский. Определение минералов по наружному виду и при помощи паяльной трубки, 1933.

щийся, где происходит полное сгорание при избытке кислорода воздуха и где температура достигает максимума. Это пламя называется окислительным.

б) Внутренний конус пламени б, ярко светящийся, где происходит неполное сгорание горючих паров, причем остающиеся частицы углерода накаливаются и обуславливают яркий свет пламени.

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 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° .

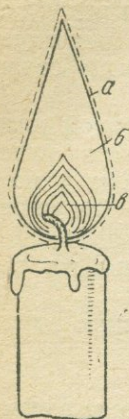


Рис. 100.
Строение пламени свечи.

При работе с паяльной трубкой очень важно научиться дуть непрерывно, вдавливая воздух не легкими, а щеками, которые должны быть раздуты. В тот момент, когда вытягивается воздух через нос, щеки сжимаются наподобие мехов и гонят 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 направлении загнутой дуги фитиля.

Если дуть в паяльную трубку, введя конец ее внутрь светящегося конуса б на одну треть его, мы тем самым удлиним конец наружного 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. 101).

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. 102), причем очень важно, чтобы он был внутри конца синего пламени, обмывался им со всех сторон и не выдавался наружу. Если конец синего конуса или часть

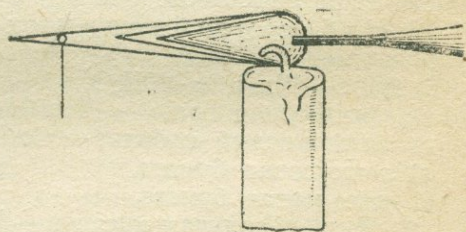


Рис. 101. Положение перла в окислительном пламени.

окислительного пламени получаются с желтыми язычками, 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.

Умение 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 плавкости минералов, где не так важно разграничивать оба вида пламени паяльной трубки.

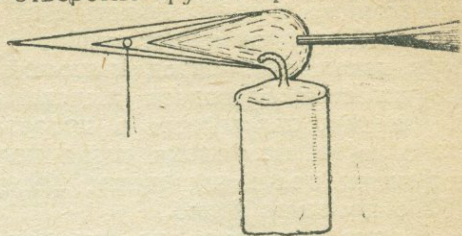


Рис. 102. Положение перла в восстановительном пламени.

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, алмадин, 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 $\text{Na}_2\text{V}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ 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. Накалывают колечко до красна в пламени паяльной трубки и погружают в порошок буры. Приставшую буру накалывают 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 просынное зерно.

Шарик нагревают до тех пор, пока по охлаждении он не делается совершенно прозрачным.

Исследуемый минерал растирают в порошок и слегка прикасаются к нему раскаленными или же холодными, но слегка смоченным водою перлом, стараясь захватить только небольшую часть пробы.

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 потоков, 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, накалывают 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, накалывают 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 Co и As 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 окраска исчезает и перл делается прозрачным.

Для начинающего эта работа представляет известные трудности и умение обесцветить фиолетовый перл марганца является своего рода экзаменом для перехода к дальнейшим работам.

Для успешного проведения этого опыта необходимо, во-первых, брать не слишком много марганцевого минерала, чтобы перл, после прокалывания в окислительном пламени, был светло-фиолетовым, прозрачным, а во-вторых, следить при работе

Окраска перлов буры

Окислительное пламя		Восстановительное пламя		Элементы
Горячий	Холодный	Горячий	Холодный	
Зеленый	Синева-зеленый	Бесцветный	Бурый	Медь
Синий	Синий	Синий	Синий	Кобальт
Фиолетовый	Красновато-фиолетовый	Бесцветный	Бесцветный (иногда розоватый)	Марганец
Фиолетовый	Красно-бурый	Желтовато-серый	Желтовато-серый	Никель
Красный (при слабом насыщении желтый)	Бесцветный	Зеленый	Бутылочно-зеленый	Железо
Красный (при слабом насыщении желтый)	Бесцветный (при сильном насыщении опаловидный)	Бурый	Бурый и мутный	Молибден
Желтый	Зеленовато-желтый	Буровато-зеленый	Изумрудно-зеленый	Хром

с восстановительным пламенем, чтобы перл был не слишком велик и со всех сторон омывался пламенем.

Перлы фосфорной соли готовятся 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 выше.

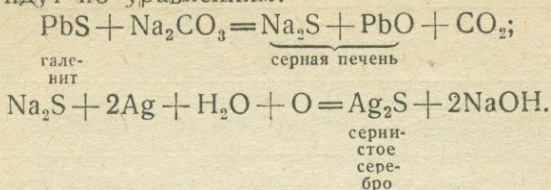
После каждого опыта с перлом проволоку необходимо тщательно очищать, для чего набирают чистой буры и, получив перл, стряхивают его. Операцию эту повторяют несколько раз, пока перл буры не будет совершенно прозрачным.

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:



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—0,9 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° (рис. 103).

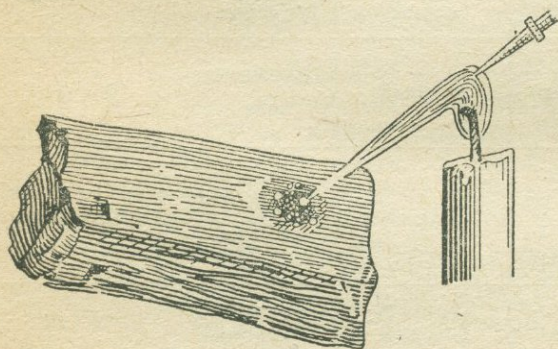


Рис. 103. Нагревание пробы на угле. (По А. Г. Титову).

После сплавления серную печень вынимают пинцетом или ножом, кладут на очищенную мелом поверхность серебряной монеты или пластинки и смачивают водою. Если исследуемый минерал содержал серу, получается черное или буровато-черное пятно сернистого серебра, а иногда бывает заметен характерный запах сероводорода.

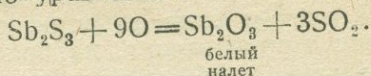
Налеты на угле

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 металл, присутствующий в исследуемом минерале.

Производство опыта. 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 ни в коем случае не должно раскалять угля на большом расстоянии впереди пробы. Скоро начинает идти густой белый дым, который покрывает уголь впереди пробы белым налетом окиси сурьмы.

Реакция идет по уравнению:



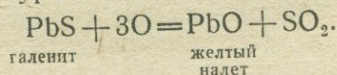
При производстве опыта постараемся повернуть уголь так, чтобы «поймать» этот дым в возможно большем количестве.

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 (галени-том), получается темножелтый налет окиси свинца, который при охлаждении делается желтовато-серым. Вокруг налета заметна иногда белая кайма углекислого свинца.

Реакция идет по уравнению:



Налеты на угле

Цвет и характер налета	Примечание	Элемент
Белый, очень летучий налет (As ₂ O 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 состоянии. Желтовато-серый — в холодном	По краям налета иногда заметна белая кайма	Свинец
Яркожелтый в горячем состоянии, белый — в холодном. Садится непосредственно около пробы	Не сгоняется с угля окислительным пламенем. При накаливании светится. Смоченный раствором азотнокислого кобальта и нагретый окислительным пламенем приобретает зеленую окраску	Цинк

Налет свинца летуч и в окислительном и восстановительном пламени, причем окрашивает последнее в синий цвет.

Таблица свойств налетов для наиболее распространенных элементов приведена выше.

Получение металлических королек

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 шлака.

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 королек 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 различаемого налета не дает	Олово
Белый	Хрупкий	Дает белый налет. Нагретый докрасна 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	Серебро

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 только восстановительным пламенем. Получение королек меди служит доказательством умения владеть паяльной трубкой. Легче всего выплавить королек меди из малахита.

Таблица свойств королек металлов приведена на стр. 158.

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.

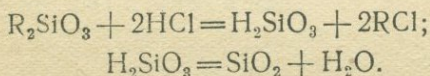
Для успеха опыта трубочку необходимо предварительно тщательно высушить и протереть внутри при помощи фильтровальной бумаги.

Открытие кремнезема

Кремнекислота при анализе минерала методами аналитической химии может давать студенистый или хлопьевидный осадок, состоящий из нерастворимого SiO_2 .

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 хлопьевидный осадок.

Схема реакции такова¹.



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 истирают в порошок и растворяют в пробирке в 2 см³ слабой соляной кислоты. Раствор выпаривают досуха и остаток растворяют в 3—4 см³ воды, подкисленных слабой HCl .

В случае присутствия кремнекислоты в растворе плавает легкий хлопьевидный осадок белого или желтоватого цвета, состоя-

¹ R — какой-либо металл.

щий из нерастворимой 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 $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ 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	Примечание	Элемент
Голубовато-синий	Наружный край пламени окрашен в зеленый цвет	Медь
Желтовато-зеленый		Барий
Желтоватый до оранжевого		Кальций
Карминово-красный	Вспыхивает яркочерным 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 в природе 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 угле 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 указывает на присутствие глинозема Al_2O_3 ;
- 2) зеленый указывает на присутствие окислов цинка;
- 3) голубовато-зеленый указывает на присутствие окислов олова;
- 4) мясо-красный указывает на присутствие соединений магния.

Раствор азотнокислого кобальта применяется также для того, чтобы отличать друг от друга два очень распространенных минерала — кальцит и арагонит, имеющие одинаковый 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 $Co(NO_3)_2$ 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.

Углекислые 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 $CaCO_3$.

ВВЕДЕНИЕ

Петрография — это наука о горных породах, т. е. 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 выражаем 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 земной 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 готовят 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:

I. Изверженные горные породы, которые образовались из расплавленной магмы или путем застывания ее на некоторой глубине (породы глубинные или интрузивные), или же при излиянии магмы на поверхность земли в виде лавы (породы излившиеся или эффузивные).

II. 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.

III. Породы метаморфические, представляющие глубоко преобразованные осадочные или изверженные горные породы.

Как известно из геологии, первичными горными породами являются породы изверженные. 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 изверженные горные породы играют преобладающую роль.

По Кларку, петрографический состав земной коры (до глубины 16 км) выражается следующими данными (в %):

Изверженные горные породы	95
Глинистые сланцы (и глины)	4
Песчаники (и пески)	0,75
Известняки	0,25
<hr/>	
Итого	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.

I. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Общие свойства изверженных пород

Изверженные горные породы образовались благодаря затвердеванию расплавленной силикатной массы — магмы, которая поднялась из глубины в более высокие горизонты земной коры.

В одних случаях магма излилась 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 атмос-

3
феру 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, накапливаясь

на склонах вулканов или оседая в водоемах, образуют слои вулканических туфов, обычно чередующиеся с потоками застывшей лавы.

В других случаях магма не достигает поверхности земли и застывает на некоторой глубине, под покровом часто довольно мощных слоев более древних пород, образуя породы глубинные. При этом остывание магматической массы идет медленно и равномерно, раскаленные га-

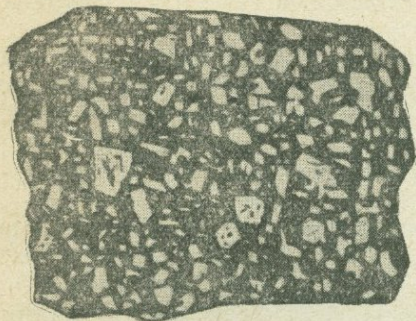


Рис. 104. Порфир.

зы и пары нередко принимают деятельное участие в процессах минералообразования 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 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. 104), а иногда и офитовая (рис. 105), характерные только для пород излившихся. В некоторых случаях излившиеся породы обладают стекловатой структурой, которая особенно типично выражена у обидиана (рис. 113).



Рис. 105. Офитовая структура. (Диабаз).

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 для гранита (см. рис. 112).

По форме залегания среди окружающих пород глубинные горные 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. 106) — крупные массы, напоминающие по виду каравай 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.).

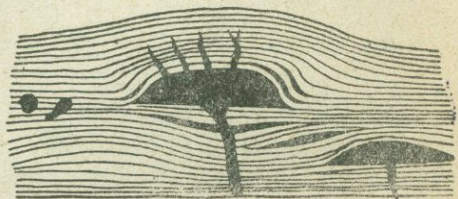


Рис. 106. Лакколиты.

Интрузивные залежи представляют пластообразные массы изверженных пород, интродированные параллельно напластованию осадочных 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 километров в длину. Жилы нередко дают ответвления или отростки, называемые апофизами.

Батолиты (см. рис. 115) представляют интрузивные массы часто громадных размеров, которые в противоположность лакколлитам 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 плоскогорье известны покровы базальта, занимающие площадь в 60 000 км². В Исландии покровы достигают мощности до 1000 м.

Если магма в момент своего излияния очень густа и мало-подвижна, она образует так называемый купол (рис. 107), имеющий вид колокола, холма или конуса.

При исследовании горных пород в поле большое значение имеет отдельность, наблюдаемая в них; образование ее связано с внешними условиями, при которых происходит охлаждение горной породы, и отличается большой закономерностью и правильностью.

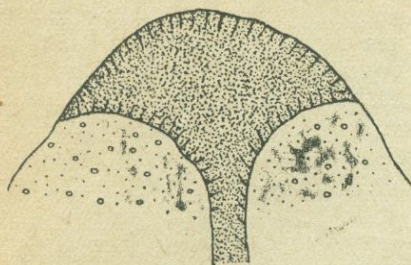


Рис. 107. Купол.

Образование трещин отдельности при охлаждении 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 остывании, причем порода разделяется на четырех-, пяти- и шестиугольные столбы (рис. 108).

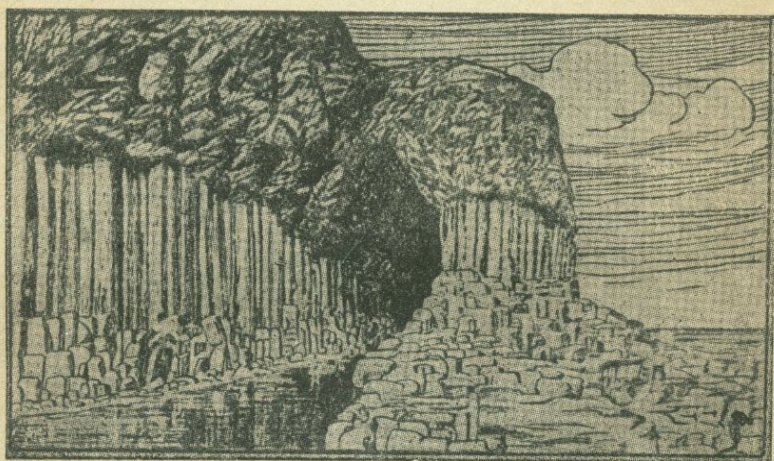


Рис. 108. Столбчатая отдельность базальта.

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 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. 109), которая получается при подводных из-



Рис. 109. Шаровая (скорлуповатая) отдельность базальта.

лияниях вследствие равномерного остывания по всем направлениям тех кусков, на которые распадается при этом лава, и тесно связана с дальнейшим выветриванием породы.

Классификация изверженных пород

Магма, которая на поверхности земли дает лавовый поток или 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.

Различие происхождения изверженных горных пород обуславливает и различие их структуры, о которой говорилось выше. Излившиеся породы — по преимуществу порфиоровые 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 породобразующих.

Американский геохимик Кларк на основании статистического подсчета минералогического состава 700 изверженных пород дает таблицу распространенности различных минералов в этих породах (в %):

Полевые шпаты	59,5
Кварц	12,0
Роговые обманки и пироксены	16,8
Слюды	3,8
Прочие силикаты	5,9
Остальные минералы (не силикаты)	2

Итого . . . 100

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 в большинстве средних пород кварца нет, присутствуют известково-натровые полевые шпаты (плагиоклазы) и, кроме того, значительное количество железомagneзиальных 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, кальция и в особенности магния 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:

Глубинные породы и их излившиеся аналоги¹

Излившиеся породы	Липарит	Трахит	(Фонолит)	Андезиты	Базальт	(Пикрит)
	Кварцевый порфир	Ортофир	—	Порфирит	Диабаз	(Пикритовый порфирит)
Глубинные породы	Гранит	Сиенит	Нефелиновый сиенит	Диорит	Габбро	Пироксенит. Перидотит. Дунит

¹ По Э. Кайзеру „Краткий курс общей геологии“.

В нижнем горизонтальном ряду стоят г л у б и н н ы е породы. Средний ряд занимают те излившиеся породы, которые по преимуществу относятся к более древнему, до третичному возрасту (п а л е о т и п н ы е¹ породы), и наконец, в верхнем ряду стоят позднейшие третичные и современные излившиеся породы (к а й н о т и п н ы е¹). Каждый ряд начинается (слева) от самой кислой породы и заканчивается наиболее основной. Все породы, помещенные в одном вертикальном столбце, по существу однородны по химическому и отчасти минералогическому составу.

Породы, редко встречающиеся в СССР и не описанные в отделе «Петрография», заключены в скобки.

Таблица важна для общей ориентировки, поэтому в ней помещены только важнейшие 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 разобраны при описании соответствующих групп горных пород. В таблице не помещены жильные породы. Наиболее распространенные из них соответствуют гранитной и сиенитовой магмам и называются аплитами и пегматитами.

Описание изверженных пород

Ультраосновные 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), пироксениты, состоящие по преимуществу из пироксена² и менее распространенные — дуниты³.

✓ **Дуниты** — глубинные оливиновые породы, окрашенные обычно в желтовато-зеленый цвет различных оттенков. Кроме преобладающего оливина, в дунитах присутствуют в очень малых количествах хромит и магнетит.

Перидотиты обычно среднезернисты, желто-зеленого цвета, характерного для оливина. Кроме оливина, для них типично присутствие хромита, а также пироксена, частью в виде крупных листоватых зерен, образующих как бы вкрапленники. Перидотиты, распространенные на Урале, имеют более темный, почти черный цвет.

Характерным для них кроме их химического состава, является тесная связь с породами группы г а б б р о.

¹ Названия происходят от палеозойской и кайнозойской эры.

² Пироксены — темные, железо-магнезиальные метасиликаты; наиболее распространенный из них — авгит.

³ Названы по имени горы Дун в Новой Зеландии.

Перидотиты редко остаются совершенно свежими. По большей части они подвергаются серпентинизации¹ — 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.

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 змеевикам приурочены все никелевые месторождения Урала, например в Верхнеуфалейском горном округе, к югу от Свердловска, причем в них никелевые силикаты² образовались в результате разрушения змеевиков поверхностными водами. К змеевикам же приурочены крупнейшие промышленные месторождения серпентин-асбеста, а также месторождения талька, талькового камня и магнетита.

Пироксениты — темные, довольно крупнозернистые породы, состоящие главным образом из пироксенов; кроме того, в них нередко присутствует оливин. 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.

Основные породы

✓ **Габбро.** Под названием габбро понимают зернистые, часто даже крупнозернистые глубинные породы, состоящие по преимуществу из основного плагиоклаза с примесью большего или меньшего количества темных минералов — обычно диаллага³ 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 кри-

¹ См. выше „Образование минералов в природе“.

² Гарниерит и его разновидность — ревинскит.

³ Диаллаг — разновидность авгита, отличающаяся формой кристаллов.

сталлов и включений буроватого цвета с характерным металлическим 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 дифференциация, благодаря чему получаются полосатые разновидности габбро, в которых прослойки, богатые полевыми шпатами, чередуются с прослоями из почти чистого пироксена. При дальнейшей дифференциации получают окрашенные по преимуществу в черный цвет и описанные выше бесполовошпатовые породы — пироксениты, перидотиты и дуниты, а также полевошпатовые анортозиты, состоящие из крупных табличатых кристаллов лабрадора с небольшой примесью зеленого оливина.

Из разновидностей габбро отметим так называемый ф о р е л л е н ш т е й н, в котором табличатые 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 отликает 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 Северного 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 а м ф и б о л и т ы. (x)

Характерным для Урала является почти полное отсутствие лабрадоритов, 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 различаются два типа: 1) темный

лабрадорит с крупными табличатыми кристаллами почти черного лабрадора, отличающимися темносиними, золотистыми, иногда красноватыми тонами игры цветов, встречается на Воляни и около г. Черкассы; 2) светлый лабрадорит состоит из крупных кристаллов светлосерого лабрадора с нежной игрой цветов, обычно голубоватого оттенка; встречается близ ст. Турчинка и ценится особенно высоко.

Этими сортами лабрадоритов облицован мавзолей Ленина (на 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 прущпы габбро на Урале связаны многочисленные месторождения титано-магнетитов с содержанием в а н а д и я, 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. Диабазы представляют собой кристаллические зернистые породы с различной крупностью зерна. Структура их весьма характерная, называемая диабазовой или офитовой, изображена на рис. 105. Хорошо видны белые палочки и таблички плагиоклаза, резко выделяющиеся на черном или 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. (x)

В СССР диабазы широко распространены во многих районах и отличаются большим разнообразием как состава, так и структуры — от равномернoзернистых, с различной крупностью зерна, до порфиридных, переходящих в диабазовые порфириты.

На Урале диабазы известны как на западном, так и на восточном склонах и наиболее изучены в районах рудных месторождений.

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 порфириды 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, титаномагнетитов Вишерского района и Юбрешкина Камня на Урале и, кроме того, месторождения сульфидных медных руд.

С эффузивными зелено-каменными порфиристыми породами восточного склона Урала также связаны многочисленные месторождения медистых пиритов и золота. Сюда относятся месторождения Красноуральского (Богомоловского) района, а также Калатинское, Карпушинское и некоторые 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 дообавлением значительного количества магнетита. Характерным является наличие значительного количества нераскристаллизованного стекла. Невооруженным глазом в базальтовой породе легче всего обнаружить авгит и оливин. Последний отличается стекляннм блеском и желто-зеленой окраской. Остальные минералы рассеяны в плотной черной основной массе, состоящей главным образом из сплошного стекловатого вещества (рис. 110). (X)

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 атмос-

ферных 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. 108). Столбчатая отдельность свойственна и некоторым другим изверженным горным породам, например андезитам.

В СССР базальты встречаются в Армении, на Украине, в Забайкалье, на Алтае и в других местах Сибири.



Рис. 110. Базальт под микроскопом. Характерное строение излившейся (вулканической) породы с неполной кристаллизацией. (По Е. В. Милановскому.)

Р_е — кристаллы оливина; *Р_у* — авгит; *М* — мелкие столбчатые кристаллики плагиоклазов. Промежутки между кристаллами заполнены вулканическим стеклом.

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 в некоторых районах широко распространены; они черного цвета с плотной, мелкозернистой или порфировой структурой.

За последнее время развилось производство различных изделий из плавленного диабазы, базальта и близких к ним пород. При этом горные породы плавят и отливают в формы, где благодаря быстрой охлаждению 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 плавленного диабазы и базальта изготавливают 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.

Средние породы

Средние породы характеризуются меньшим содержанием кварца и светлых минералов по сравнению с кислыми породами. Для них типично преобладание плагиоклазов (вместо калиевых полевых шпатов) и роговой обманки вместо слюд.

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. 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 характер зеленокаменных пород, часто с порфировой структурой (диорит-порфириты), что характерно также для жильных фаций этих пород.

Из темноцветных минералов для диоритов характерна роговая обманка, которая отчасти заменяется биотитом. В качестве второстепенного минерала присутствует пироксен. (x)

Диориты в одних случаях тесно связаны переходами с 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 от амфиболитов — вторичных пород, образующихся при метаморфизации пород группы габбро.

Тесная связь диоритов при посредстве кварцевых диоритов с гранитами хорошо выражена, например 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 Закавказье и других районах. Они обычно окрашены в зеленовато-серый цвет и обладают мелко- или среднезернистой структурой. В качестве темного минерала присутствует роговая обманка, реже авпит. 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 — скарн¹.

С диоритами нередко связаны рудные жилы с медным колчеданом, цинковой обманкой и свинцовым блеском. Изверженные породы, пересеченные рудными жилами, на контакте с ними

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.

обычно сильно разрушены благодаря действию горячих минералообразующих растворов и частью превращены в каолин. Роль диоритов в рудообразовании очень значительна.

Порфирит. Плагноклазовая горная порода порфириковой структуры, соответствующая порфириковому, неполнокристаллическим разновидностям диабазы. 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 — пироксен. 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 туфы¹, 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, серицит, 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, окаренные в зеленый цвет благодаря появлению в них вторичной роговой обманки, хлорита, а иногда и эпидота. Породы эти называются 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 порфириковую структуру, например в Турьинских рудниках. К ним же относится авгитовый порфирит Меднорудянка.

¹ Туфы образовались путем накопления вулканических продуктов извержения — вулканического пепла, лапилли, 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 порфириковые, базальтовые, диабазовые и трахитовые.

Порфириды довольно широко распространены на Кавказе. В Закавказье, в окрестностях Заглика и Дашкесана, мы находим порфириды, 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 порфириды, образующие дайки.

На Украине, в особенности в северо-западной и юго-восточной части, порфириды распространены по преимуществу в форме даек, тянущихся по прямому направлению иногда на несколько десятков километров, при небольшой мощности. Эти порфириды окрашены в черный цвет, мелкозернисты, почти без порфиридных вкрапленников. Среди них иногда встречаются крупнопорфиридные породы, называемые вольфнитамми, в черной мелкозернистой основной массе которых расположены крупные кристаллы светлого лабрадора до 1—5 см в поперечнике, иногда стекловидные и почти прозрачные.

Кроме дайковых порфиридов, описанных выше, на Украине встречаются покровы и потоки порфиридов, чередующихся с другими горными породами. Это авгитовые порфириды, 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 тонкотабличатые кристаллы лабрадора.

Порфириды этих типов и их туфы встречаются, кроме того, во многих районах развития метаморфических пород — в Казахстане, на Алтае, в Средней Азии, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Андезиты¹. Плаггиоклазовые горные породы порфиридного строения, являющиеся эффузивными аналогами диоритов (рис. 111). Различают два типа андезитов. К первому типу относятся андезиты светлосерого или буроватого цвета, отличающиеся от трахитов² по внешнему виду только присутствием большего количества темных минералов, в виде вкраплений. Андезиты второго типа — черного цвета, по внешнему виду напоминают базальт, с небольшим количеством плаггиоклазов в виде вкрапленников.

В свежем изломе андезиты менее шероховаты, чем трахиты, и обладают занозистой поверхностью, характерной для излома базальтов. Вкрапленные кристаллы плаггиоклазов свежи и обладают сильным стеклянным блеском.

Обычно андезиты, как и порфириды, не образуют значительных массивов, но встречаются очень часто в форме куполов и потоков.

Дайциты или кварцевые андезиты по внешнему виду сходны с андезитами, но обычно содержат видимый кварц. Основная

¹ Название от Анд (Южная Америка), где андезитовые лавы широко распространены. Термин этот введен Л. Ф. Бухом в 1835 г.

² Трахиты описаны ниже.

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 современных вулканов в большинстве случаев состоят из основных пироксеновых 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

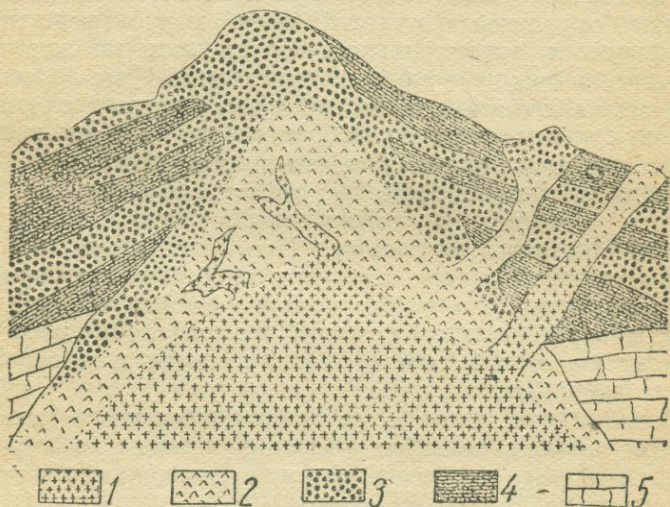


Рис. 111. Схематическое изображение отношения между диоритом, диорит-порфиром и андезитом.

1 — диорит; 2 — диоритовый порфирит; 3 — андезит; 4 — туф; 5 — древние слои.

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 благодаря этому очень легки¹, хорошо

¹ Удельный вес их 1,0 — 1,5.

распиливаются и представляют прекрасный строительный материал. Месторождение это разрабатывается, и туфовые лавы широко применяются¹ 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.

Сиениты². Ортоклазовые породы обычно с роговой обманкой, 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 наблюдаются разновидности сиенитов с параллельным расположением составляющих минералов вплоть до гнейсовидных сиенитов.

В отличие от гранитов сиениты имеют второстепенное 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

¹ Обычно в виде крупных кубов с длиной ребра 0,5 м.

² Название от Сиены (Египет).

или дайки (жилы). Сиениты выступают главным образом на Севере Украины и в средней ее части и представлены темно-серыми, почти черными породами, сходными с черными гранитами тех же районов и отличающимися 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 (эгириин)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 светлоокрашенные 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 нефелино-сиенитового пегматита.

Большого развития достигают нефелиновые сиениты на Кольском полуострове — в Хибинских горах и в области Лово-

¹ Эгириин $\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ — минерал из группы пироксенов. Часто встречается в Хибинах.

² Содалит $3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{NaCl}$ — ортосиликат из группы нефелина.

зерских тундр. Они образуют неправильно округлые крупные выходы, по краям переходящие в щелочные сиениты, поднимаются на высоту до 1250 м над уровнем моря и занимают площадь до 1630 км².

Здесь развиты дугообразно сменяющие друг друга различные типы нефелиновых сиенитов, от крупнозернистых хибинитов до среднезернистых эгириновых и гнейсовидных нефелиновых сиенитов.

Хибинит представляет крупнозернистый нефелиновый сиенит с пегматитовой структурой, с крупными выделениями сероватого с жирным блеском яснокристаллического нефелита и неправильной формы зернами темных минералов, главным образом эгирина. Иногда в нем встречается очень типичный для Хибин розово-красный, содержащий цирконий, силикат — **эвдиалит**¹.

В 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 кюссальские 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 шероховаты², что обусловлено тонкопузырчатой структурой основной массы породы, причем в пустотах нередко наблюдаются мелкие кристаллики вторичных минералов. Порфиновые вкрапленники в них состоят главным образом из санидина³, а более мелкие — из плагиоклаза, биотита и буроватой роговой обманки. Относительные количества вкрапленников и основной стекловатой массы сильно колеблются. Встречаются почти вполне зернистые разновидности трахитов, но, кроме того,

¹ Эвдиалит $\text{Na}_4(\text{CaFe})_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}(\text{OH},\text{Cl})_2$ — редкий цирконо-силикат.

² На это указывает самое название их („трахит“ в переводе с греческого — шероховатый).

³ Санидин — модификация калиевого полевого шпата, характерная для новейших эффузивных пород. Отличается от ортоклаза табличатой формой, иногда прозрачен.

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. (x)

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 Казахстана и Алтая, а также и на Кавказе.

Граниты и их аналоги

Граниты. Кислые глубинные породы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и одного или нескольких минералов из группы слюд, амфиболов или, изредка, пироксенов (рис. 112). 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 полевого шпата. Главной составной частью является калиевый полевой шпат, белый, серый, зеленоватый, а чаще всего мясокрасный различных оттенков. Ортоклаз или микроклин по большей части матовые, с ясно выраженной стайностью; при выветривании они сообщают граниту желтовато-бурю 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 роговооб-

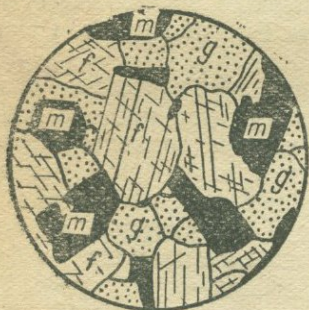


Рис. 112. Гранит под микроскопом.

к — кварц; f — ортоклаз; m — слюда.

широких пределах. Особенно богаты им биотитовые и роговооб-

манковые граниты, где иногда он преобладает над ортоклазом. Если в гранитах наряду с ортоклазом присутствует в большом количестве альбит, а плагиоклазы отсутствуют, такие граниты называются щелочными¹.

Кварц в гранитах обычно мало заметен, обладает жирным блеском и раковистым изломом и чаще всего бывает дымчато-серый. Из второстепенных минералов обычно 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, окрашивающие его в ржаво-бурый цвет. Иногда листочки биотита при выветривании приобретают золотистый оттенок, и неопытные лица нередко принимают их за золото. В роговообманковом граните из темных минералов вместо слюды главную роль играет черная роговая обманка в виде отдельных, слабо удлинённых зерен. Кроме этих минералов, в гранитах иногда встречаются фисташково-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 порфиroidная структура; если в мелкозернистой основной массе рассеяны крупные кристаллы полевых шпатов, получается гранит-порфир. (X)

Граниты — наиболее распространённые 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 лакколлиты, 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

¹ В СССР щелочные граниты известны на Кольском полуострове.

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 Южно-русской 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 порфириовидное строение и сопровождаемые аплитами и пегматитами¹ и гранит-порфирами.

2. На Южном Урале, в районе Челябинска и Кочкаря, встречаются биотитовые и двуслюдяные граниты, в которых полевошпат 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 порфириовидных гранитов коростышевского типа, почти совершенно лишенные аплитов и пегматитов и с резко выраженной отдельностью в форме параллелепипедов. 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

¹ Аплиты и пегматиты описаны ниже.

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 раппакиви¹ темного зеленовато-серого крупнозернистого роговообманкового гранита с крупными яйцевидными кристаллами калийного полевого шпата, окруженными оболочками зеленоватого олигоклаза².

Кроме описанных, на Украине имеется и ряд других типов гранитов. На Украине граниты добываются на Вольни (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 месторождений золота в виде кварцевых жил с сульфидами и самородным золотом, генетически связанных с гранитами. В Березовском месторождении кварцевые жилы с золотоносным 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.

Липариты³ 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 гранит-порфирах.

Липариты — свежие, обычно очень светлые горные породы, нередко белые, с неровным шероховатым изломом. Вкрап-

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.

² Олигоклаз — плагиоклаз с преобладанием натрового полевого шпата в изоморфной смеси.

³ Название происходит от Липарских островов (близ Сицилии), введено И. Ротом в 1861 г.

ленники 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 сангидину. Кварц встречается реже и в некоторых случаях почти незаметен. Вкрапленники кварца нередко представляют кристаллы в форме бипирамиды. 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 пятнистая; по сравнению с липаритами они более плотны и обладают матовым изломом.



Рис. 113. Обсидиан

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. 113). 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, серовато-белую или желтоватую породу, называемую пемзой. Пемза встречается 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 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 кварцевые 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 битлирамитов.

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 Кодымском крае, в верховьях р. Березовки, встречаются аплитовые жилы, переходящие в липаритовые. Последние переходят в зальбандах¹ в черный обсидиан 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 Ереваном.

Жильные породы

Аплиты представляют средне- и тонкозернистые, а часто и совершенно плотные (микрористаллические) светлоокрашенные жильные 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 встречается в резко ограниченных зернах в отличие от гранитов. Окраска аплитов определяется цветом ортоклаза, вместе с которым часто попадает плаггиоклаз.

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 газы-минерализаторы² — пары перегретой воды, HF, HCl, H₂S и др. Особенно часто встречаются пегматиты, связанные с гранитной магмой, которые, в отличие от пегматитов других типов магмы носят название гранит-пегматитов. Минералогический состав их в основном весьма сходен с составом гранит-аплитов, но по петрографическим особенностям пегматиты резко отличаются от аплитов и характеризуются чрезвы-

¹ Зальбанды — краевые части жил, прилегающие к боковым породам. Различают зальбанд висячего бока и зальбанд лежащего бока жилы.

² Подробнее о генезисе пегматитов см. „Образование минералов в природе“, где перечислены и минералы пегматитов.

чайно 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 светлоричневатые, в тонких пластинках очень гибки, упруги и прозрачны. Кроме мусковита, встречаются крупные кристаллы биотита, турмалина, берилла, топаза и других минералов, иногда так называемых редкоземельных, содержащих литий, рубидий, цезий, ниобий, тантал и другие редкие элементы.

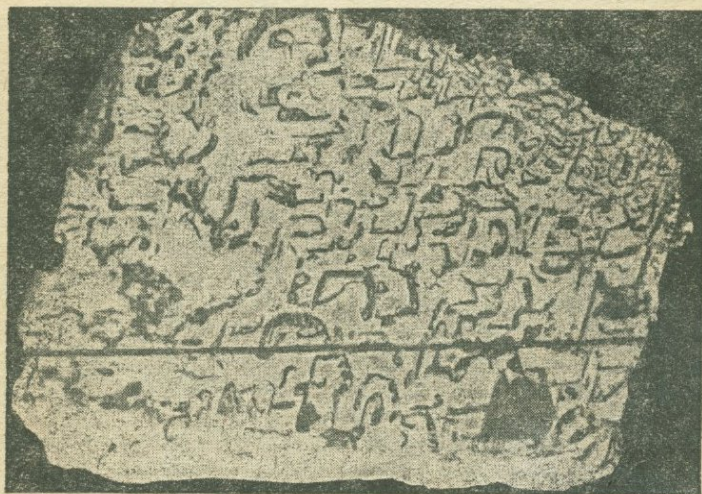


Рис. 114. Пегматит (письменный гранит.)

В гранит-пегматитах нередко наблюдается так называемая пегматитовая структура, когда кристаллы полевых шпатов закономерно прорастают многочисленными, одинаково ориентированными столбчатыми 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. 114). Такой пегматит называется письменным гранитом, иначе еврейским камнем.

Пегматиты наблюдаются в самом интрузивном теле, а также в непосредственной близости от него и образуют неправильной формы линзы и гнезда, часто с пустотами внутри, выполненными крупными, хорошо образованными минералами из числа указанных выше, а также неправильной формы жилы с раздувами и пережимами. Жилы пегматитов и аплитов тесно связаны переходами с гранитом, причем точную границу между гранитом или аплитом и пегматитом установить весьма трудно.

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 гранитной интрузии вместо пегматитов наблюдаются кварцевые образования, имеющие форму линз и неправильных жил в боковых породах.

С гранит-аплитами и гранит-пегматитами очень сходны аплиты и пегматиты нефелиновых сиенитов, причем особенно часто встречаются породы типа аплитов. Нефелиновые пегматиты, к которым относится распространенный в Хибинах хибинит¹, очень богаты редкими минералами.

Аплиты сиенитов, диоритов и других изверженных 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.

Макроскопическое определение изверженных пород

Для определения изверженных 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 — нефелина и лейцита) и сравнительно мало темных силикатов, благодаря чему отличаются светлой окраской. Кроме того, в них всегда содержится и свободная кремнекислота 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 сред-

¹ См. выше „Нефелиновые сиениты“.

ние, содержащие 50—65% SiO_2 . 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 SiO_2 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% SiO_2 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 подразделяются еще на группы по характеру полевых шпатов или их заместителей (фельдшпатоидов). Эти группы расположены, вертикальными столбцами. Наиболее распространенными 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. 191 ультраосновные породы являются глубинными.

Из минералов указаны лишь самые важные; кроме них, в породах встречаются в качестве второстепенных минералов много других: светлые слюды, амфиболы и пироксены, гранаты, магнетит, ильменит и др.

По таблице акад. А. П. Павлова нетрудно на основании внешнего вида и минералогического состава изверженной 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 того, мы устанавливаем, что порода эта светлая (розоватая) и легкая, — следовательно, относится к породам кислым.

Таблица важнейших изверженных горных пород
акад. А. П. Павлова

Степень кислотности	Темные силикаты	Минералы, показывающие степень кислотности	Породы ортоклазовые	Породы фельдшпатитовые	Породы плагиоклазовые	Породы бесполевшпатовые
Кислые 65—75% SiO_2	Биотит Роговая обманка Авгит	Кварц	Липарит Кварцевый порфир Гранит	— — —	Дацит Кварцевый порфир Кварцевый диорит	—
Среднее, 50—65% SiO_2	Роговая обманка Биотит Авгит	—	Трахит Ортофир Сиенит	Нефелиновый сиенит	Андезит Порфирит Диорит	—
Основные, 40—50% SiO_2	Авгит Роговая обманка	Оливин	—	—	Базальт Диабаз Габбро	—
Ультраосновные, $\text{SiO}_2 < 40\%$	Авгит	Оливин	—	—	—	Пироксенит Перидотит Дунит

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 массивно-кристаллических 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 важнейших изверженных пород

Ультраосновные 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.

Габбро — темные породы, буровато- или зеленовато-темно-серые и даже черные, содержащие обычно около 50% темных минералов. В породах группы габбро, кроме того, имеются черные призмы и зерна пироксена с металловидным блеском. Плаггиоклазы в них часто бывают темными, но просвечивают по краям.

Диабазы — мелкозернистые (иногда среднезернистые) породы, в которых на темном зеленовatom фоне видны белые или чаще зеленовато-белые удлиненные палочки и брусочки плаггиоклаза.

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 темно-серая; полевые шпаты обычно светлозеленоватые. От кварцевых диоритов диориты легко отличаются отсутствием кварца и более темной окраской.

Порфириды — 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 изверженных пород

В настоящее время известно более 600 различных видов и разновидностей изверженных пород, и каждый год открывают все новые и новые. С другой стороны, в изверженных породах часто наблюдаются постепенные переходы между близкими по составу массивными породами, например между диоритами и сиенитами или диоритами и габбро. Как это явление, так и раз-

нообразие типов изверженных пород объясняются в настоящее время процессами дифференциации магмы¹, — а также захватом и ассимиляцией магмой при ее поднятии из глубин находящихся на ее пути осадочных пород.

Структура и минералогический состав изверженных пород зависят от тех физико-химических условий, при которых застывает магма. Одна и та же магма может образовать 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.

Обычно дифференциация магмы 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. *

В общем типе базальтовой магмы темные тяжелые минералы — оливин и магнезиальный авгит — выделяются вместе в раннюю стадию дифференциации и благодаря своему относительно большому 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 горных породы с различным составом и постепенными переходами между ними, что наблюдается в ряде магматических бассейнов, где дифференцировалась габбро-перидотитовая магма, например на Урале.

При повторной кристаллизации и дифференциации получают породы мономинеральные (состоящие почти исключительно из одного минерала) — дуниты, лабрадориты и др. Продолжающаяся кристаллизация и дифференциация приводят к образованию таких пород, как габбро, сиениты и др., с более разнообразным минералогическим составом. Конечным продуктом дифференциации является гранитная магма, что служит одной из причин широкого распространения гранитов на земной по-

¹ Дифференциация магмы подробно разобрана в отделе „Образование минералов в природе“.

верхности и преобладания их над другими интрузивными породами.

Очень важную роль в процессах дифференциации 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, HF, HCl, летучие соединения P, S, B и C — образуют легкоподвижные соединения с минеральными составными частями магмы и облегчают их передвижение к кровле батолита.

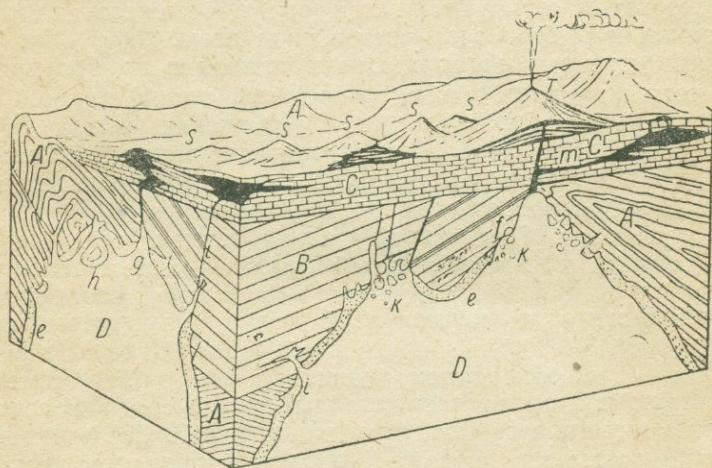


Рис. 115. Схема процессов, связанных с прорывом магмы в верхние зоны земной коры. (По Е. В. Милановскому.)

А, В и С — 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 С; показаны на рисунке черными), и вулканы (действующий — Т и несколько потухших — S).

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 магмой и обогащают ее кальцием. Магма делается более щелочной и одновременно более бедной SiO₂. 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. 115. Подписи под рисунком поясняют взаимоотношения между магмой и окружающими породами.

Распространение различных типов изверженных пород

Американский петрограф Дэли, допустив, что числа относительных количеств различных типов изверженных 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 пять раз больший объем, чем все остальные излившиеся породы, вместе 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.

Петрографические провинции¹

То обстоятельство, что породы отдельных областей при всем своем разнообразии часто носят общие характерные признаки, дало повод Джедду установить термин петрографической провинции. Петрографическими провинциями называются области, в которых изверженные породы, образовавшиеся в течение известного геологического времени, обладают, при всем своем разнообразии, ясно обозначенными общими особенностями минералогического или химического состава, отличающими их от аналогичных пород какой-либо иной местности, хотя бы последние и образовались одновременно с ними. Тесная связь, которая существует между изверженными поро-

¹ По Х. Г. Смуту. „Введение в петрографию“. Изд. 2-е под редакцией и с дополнениями проф. В. И. Лучицкого.

дами одной и той же петрографической провинции, называется (по Иддингсу) кровным родством.

Примером типичной петрографической провинции может служить область Чехо-Словакии, где излившиеся породы богаты щелочами и содержат заместителей полевых шпатов, а глубинные принадлежат к нефелиновым сиенитам и близким к ним породам.

На территории СССР также возможно выделить ряд крупных и характерных петрографических провинций с комплексами разнообразных изверженных пород, генетически тесно связанных друг с другом как химическим, так и минералогическим составом. Такова крупнейшая габбро-перидотитовая провинция Урала с характерными особенностями, выражающимися, между прочим, в содержании хрома и связанной с ним платины.

На Урале характерной петрографической провинцией является также район, вытянутый длинной полосой от Каслей, севернее Кыштыма (Вишневые Горы) и до Миасса (Ильменские Горы) на юге, где видную роль играют щелочные породы, представленные миаскитами и щелочными сиенитами. Обычно нефелиновые сиениты располагаются внутри полос щелочных пород и отделяются от окружающих гранито-гнейсов каймой из щелочных эгириновых, роговообманковых, частью и биотитовых сиенитов. Последние на самом краю переходят в эгириновые гнейсовидные граниты; сопровождающие их пегматиты содержат иногда большие количества то циркона, то корунда.

На территории Украины петрографические габбро-норитовые¹ провинции с кислыми, средними и основными породами представлены двумя массивами — одним на Волыни, другим на юге Киевской и севере Одесской областей; здесь развиты крайне разнообразные типы главным образом габбро-норитовых пород, отличающихся некоторыми избытком K_2O , сравнительно с другими габбровыми провинциями, например Урала. В отличие от Урала в них нет перидотитовых типов и присутствуют плагиоклазиты (лабрадориты).

Петрографическая провинция находится на Кавказе, где на Эльбрусе, Казбеке и других потухших вулканах имеются разнообразные лавы, характеризующиеся постоянным присутствием энстатита и гиперстена; та же провинция продолжается в районе оз. Гокча, вулкана Алагеза и в других местах Закавказья.

Характер петрографических провинций с течением времени часто совершенно изменяется; такого рода эволюция петрографических провинций наблюдается во многих местах: так, в Чехо-Словакии в более древние времена извергались породы щелочно-земельные, и лишь в последнее геологическое время здесь произошли извержения разнообразных пород совершенно иного типа, относящихся к производным щелочной магмы.

Аналогичные изменения петрографических провинций наблюдаются в Великобритании и других странах.

¹ Габбро-норит — разновидность габбро, в которой одновременно с диалогом имеется ромбический пироксен (обычно гиперстен).

II. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Происхождение осадочных пород и их классификация

Осадочные горные породы представляют продукты механического или химического разрушения существовавших раньше изверженных, осадочных или метаморфических пород, отложившиеся в водных бассейнах или на поверхности суши; реже осадочные породы образуются в результате жизнедеятельности организмов.

В зависимости от способа образования их в природе осадочные 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 пород

Механические осадки

На поверхности 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 первоначальной¹. 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 подвергаются действию прибоя, что всегда бывает у крутых берегов моря, они окатываются при трении друг о друга, острые углы их сглаживаются и получают округленные обломки раз-

¹ Процессы химического выветривания подробнее разобраны на стр. 56.

личной формы, называемой галькой или гравием, в зависимости от их величины.

Галька представляет более крупные обломки размеров 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. 116) или брекчий, если она образована цементированными остроугольными кусками щебня (рис. 117).

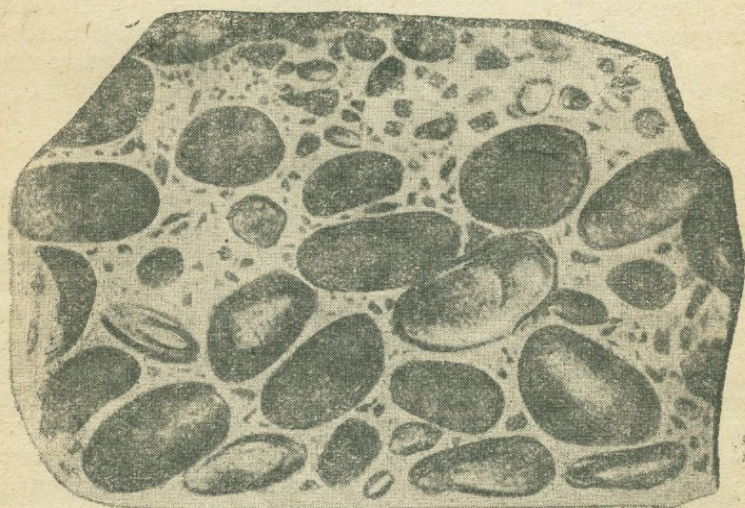


Рис. 116. Конгломерат.

Размеры и состав обломков и гальки, слагающих такие породы, бывают очень различны; таким же разнообразием отличаются и цементующие вещества.

Пески. Песок состоит главным образом из зерен кварца, к которому в очень незначительном количестве бывают примешаны зерна полевого шпата, магнетита, граната, циркона и других минералов, обладающих достаточной твердостью и химической устойчивостью. Пески, образовавшиеся в морях, состоят главным образом из хорошо отсортированных зерен кварца и обычно залегают правильными, ровными слоями, чем заметно отличаются от песков с косою 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 окраску, 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 глауконита¹, 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 первоначальной породы — полевые шпаты, роговая обманка, слюда и другие неустойчивые минералы — при выветривании разрушаются химически и уносятся текучей водой как в растворенном, так и во взвешенном виде, россыпи всегда бо-



Рис. 117. Брекчия.

гаче указанными выше ценными минералами, чем коренные месторождения, и для многих из них, в особенности, 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* до 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

¹ Глауконит — водный силикат железа и алюминия с примесью калия.

* Зерна размером меньше 0,25 мм обычно называют пылью.

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 3500 вагонов песка на сумму 183 679 руб. золотом¹.

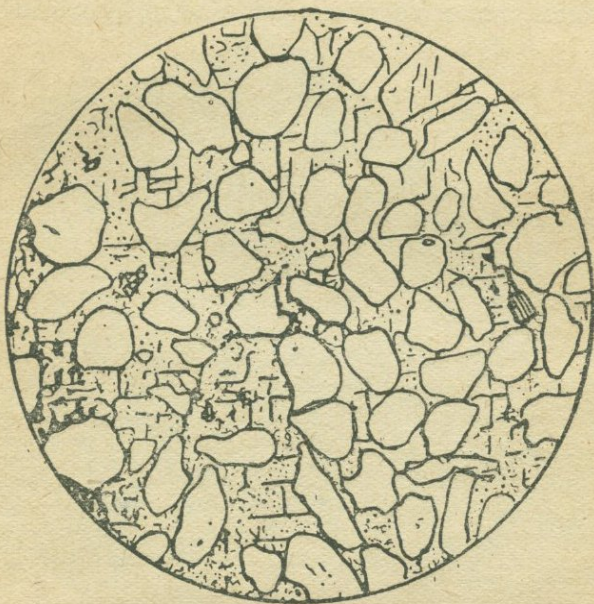


Рис. 118. Песчаник с кварцевым цементом под микроскопом.

Этот факт наглядно показывает, как мало были изучены наши минерально-сырьевые 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 некоторых песчаниках зерна песка сцементированы настолько слабо, что он легко раздавливается руками, другие же песчаники по прочности почти не уступают плотным массивно-кристаллическим породам и представляют прекрасный строительный мате-

¹ Проф. Е. В. Милановский. Горные породы. Изд. 4-е.

риал. Самыми прочными считаются песчаники с кварцевым цементом (рис. 118). 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.

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 Москва-реки, изготовления плит для тротуаров и для строительных целей. На юге Донецкого бассейна близ ст. Амвросиевка эксплуатируются 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 изверженных пород являются глины. Они образуются при химическом выветривании полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, нефелина, слюд и большинства других порообразующих минералов, кроме кварца.

В состав глин, кроме каолина $H_4Al_2Si_2O_9$, входят водные и безводные окислы железа, мельчайшие чешуйки слюды и полевых штапов, углекислый кальций и ряд сложных силикатов в небольшом количестве. Глины образуются из того тонкоотмученного, взвешенного в воде материала, который уносится текучей водой и постепенно оседает в устьях рек и в морях.

Глинистые породы разделяются на две группы: каолин и глины.

Каолин $H_4Al_2Si_2O_9$ представляет жирный наощупь землистый минерал чистого белого цвета и образуется главным образом при химическом выветривании полевых шпатов. Каолины, 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.

В сухом состоянии каолин землист, прилипает к языку, и если подышать на него, издает своеобразный запах — «пахнет печкой». Во влажном состоянии каолин, и вообще глины жадно впитывают воду, разбухают и дают пластичную массу, не про-

пускающую воды, благодаря чему очень часто служат водоупорным горизонтом для грунтовых и межпластовых вод.

Каолин (иначе называемой фарфоровой 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 также месторождения каолина в Киевской области (Глуховцы, Турбов) и близ Бердянска (Просыная).

Глины в отличие от каолина обладают меньшей чистотой и однородностью и разделяются на жирные и тощие глины. Окраска глин очень разнообразна и зависит от содержащихся в них, иногда очень многочисленных, примесей.

Жирные глины окрашены часто в серый зеленовато-серый, иногда почти белый цвет, жирны наощупь.

Многие из них отличаются стойкостью при высоких температурах, благодаря чему носят название огнеупорных глин. Они в значительной части состоят из каолина, содержание которого в них колеблется обычно от 40 до 70%, и широко применяются как в фарфорово-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 наощупь и отличаются от предыдущих видов глинистых пород значительным содержанием щелочей и гораздо меньшим содержанием глинозема и воды. Они состоят главным образом не из каолина, а из мельчайших частиц массивных горных пород, в особенности полевых шпатов и кварца. Они широко распространены и окрашены 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. Месторождения этих глин (гумбрина) разрабатываются в Грузии, около дер. Гумбри близ Кутаиси.

Важное значение приобретают в последнее время бентонитовые глины Огланлинского месторождения в Туркмении, отличающиеся весьма большой вязкостью и тонкой отмучен-

ностью частиц, что сближает эти глины по свойствам с коллоидами.

Они применяются для формовочных смесей при отливке деталей машин. Введение этих глин в состав формовочной массы значительно снижает процент брака при отливке деталей и увеличивает производительность труда рабочих.

Добываемые в Туркмении бентонитовые глины применяются на тракторных заводах в Харькове и Ленинграде.

Если глина содержит песок в большем или меньшем количестве, она называется суглинком. Суглинок проб 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 называется валунным 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: углестые 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 тонкослоистые 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 поддаются атмосферным влияниям¹ 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.

¹ В Англии на одном старинном здании в Стретфорде сланцевая крыша существует уже около 1200 лет и вполне хорошо сохранилась.

Из химических осадков самыми важными являются каменная соль, калийные соли, ангидрит и гипс. Все они имеют определенный химический состав, представляют породы мономинеральные (состоящие из 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, яснозернистая, иногда крупнокристаллическая или же слоистая. Благодаря загрязнению глиной иногда имеет сероватый или буроватый цвет. Присутствие незначительных количеств хлористого магния $MgCl_2$ 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 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и ангидритом $CaSO_4$, причем в этих слоях каменная соль отличается своей чистотой.

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 $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ и сильвина KCl . По внешнему виду 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 ей такой же привкус, а примесь магнезиальных солей, кроме того, — способность распыливаться и делаться гигроскопичной.

Крупнейшее в мире месторождение калийно-магнезиальных солей находится в Соликамске на Урале (рис. 119). 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 KCl) 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 м от поверхности земли. Месторождение разрабатывается двумя

рудниками, причем запасы его, в пересчете на окись калия (K_2O) 18,5 млрд. т.

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 обуславливается 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 гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, при большем давлении и при более высокой температуре — ангидрит

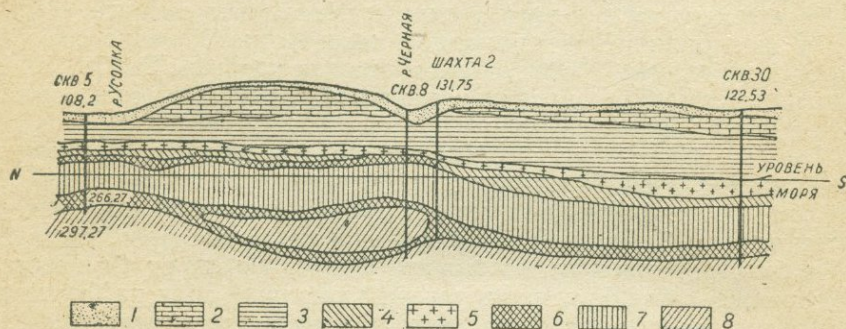


Рис. 119. Разрез части Соликамского калийного месторождения.

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.

$CaSO_4$, а затем присутствующий в наибольшем количестве $NaCl$ в виде каменной 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-магнизиальные 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 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Как упомянуто выше, в замкнутых бассейнах при выделении солей из насыщенного раствора первыми выделяются гипс и ангидрит. 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 (Татарская республика, Горьковский край, Средневожжский край) и на Украине, в Артемовском округе.

Ангидрит CaSO_4 . 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 накопившиеся на дне морей и озер и нередко сильно измененные и уплотненные.

Важнейшими породами животного происхождения являются известняки различного типа, мел, доломит и трепел, а вторичными продуктами их видоизменения — известковые натёки и туфы, а также опоки.

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, глинозема и углекислого магния. Процессы диагенеза, о которых упомянуто выше, состоят в данном случае в уплотнении первоначально образовавшегося осадка, цементации его, частичном растворении и перемещении отдель-

ных 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 бурю 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. 120), состоящий по пре-

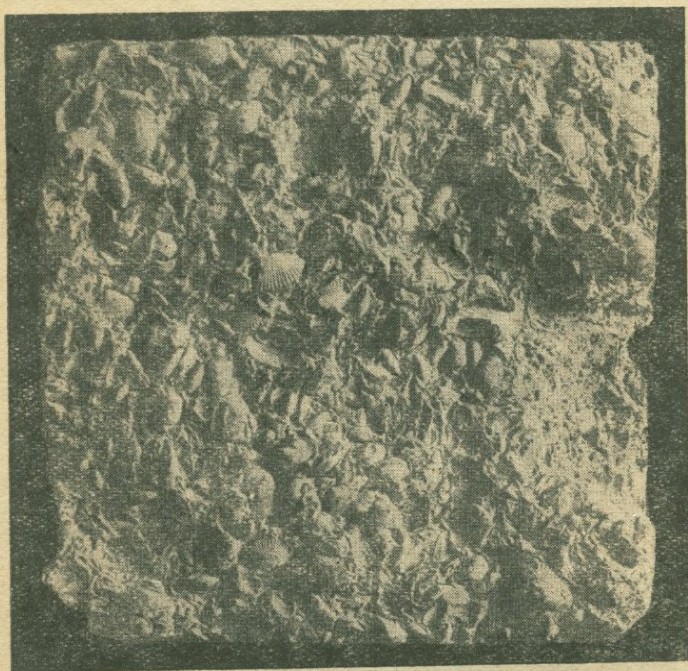


Рис. 120. Известняк — ракушечник.

имуществу из известковых раковин моллюсков, иногда хорошо сохранившихся, далее коралловый известняк, образовавшийся из построек кораллов, фузулиновые и нуммулитовые известняки, состоящие из крупных раковин корне-ножек фузулин, напоминающих по форме и величине ржаные зерна, или нуммулитов (рис. 121), похожих на мелкие кружочки или монеты.

Фузулиновые и нуммулитовые, а также коралловые известняки залегают мощными пластами в средней части Подмосковного каменноугольного 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.

Образование минералов оолитового строения рассмотрено было в отделе «Общие свойства минералов».

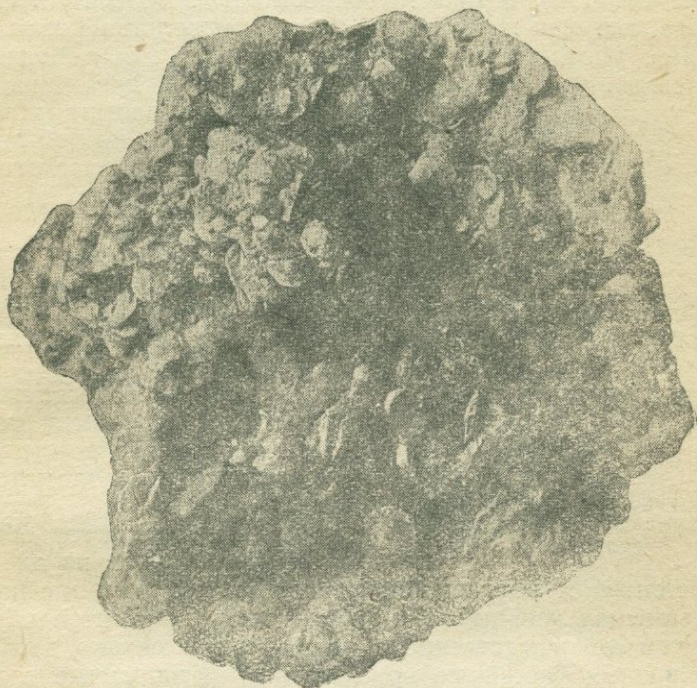


Рис. 121. Нуммулитовый известняк.

В известняках, измененных процессами диагенеза, часто нельзя подметить следов животного или растительного происхождения. Такие плотные известняки встречаются чаще всего; под микроскопом они оказываются состоящими из мельчайших зернышек углекислого кальция.

Известняки применяются как строительный материал, кроме того, как основное сырье для производства извести и цемента, как флюс в металлургии, а также для «известкования» почвы, что часто заметно 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 раковиннок корненожек — ф о р а

минифер — с примесью обломков раковин мелких моллюсков, известковых скелетов микроскопических водорослей и зернышек извести.

При обработке мела особым способом раковинки фораминифер можно наблюдать под микроскопом (рис. 122). 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 (Харьковская, Черниговская, Киевская и другие 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.

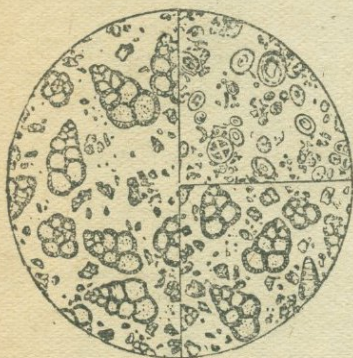


Рис. 122. Раковинки фораминифер, наблюдаемые в меле (под микроскопом).

↓ **Доломит.** Доломит имеет состав $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, но обычно содержит 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.

При действии разбавленной соляной кислоты доломит не вскипает в отличие от известняка.

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 сильно 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.

Трепел и диатомит. Как упомянуто выше, мел состоит из мельчайших известковых раковинок корненожек-фораминифер, накопившихся на дне морей главным образом в меловой период. По происхождению, структуре и по внешнему виду с ним сходен диатомит, состоящий из кремневых (в отличие от мела) скорлупок диатомовых водорослей — мельчайших организмов, живущих в морях и в пресных водах (рис. 123), и трепел, состоящий из кремневых раковинок корненожек.

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 и в других местах.

Промышленное месторождение высококачественного диатомита находится в Грузии — близ Ахалцыха.

Трепел состоит главным образом из опала, благодаря чему отличается большой огнеупорностью и кислотоупорностью, а по структуре представляет тонкопористый мелкозернистый материал, состоящий из мельчайших частиц с большой твердостью (тв. 5,5—6,5 по Моосу).

Благодаря своим свойствам трепел широко применяется в различных отраслях промышленности. Трепел 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.

Сильно пористая разновидность трепела — инфузорная земля применяется при производстве динамита в качестве наполнителя.

Если частицы трепела цементированы 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 не-

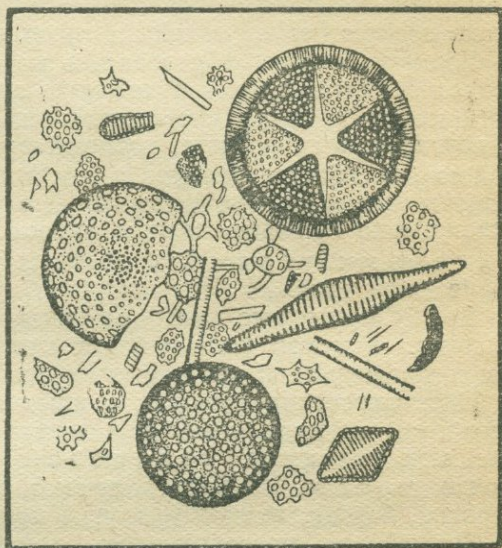


Рис. 123. Панцыри диатомей в диатомите (под микроскопом).

которые виды пресноводных водорослей, можно отнести кремнистые туфы, образующиеся в виде натеков и налетов, иногда гроздевидных или почковидных, из воды горячих 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 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 водой 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.

III. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Условия образования метаморфических пород и их классификация

6) *Метаморфические*
Метаморфические горные породы в большинстве случаев представляют глубоко преобразованные, первично-осадочные или изверженные 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 породам относятся гнейсы, кристаллические сланцы разных типов — хлоритовые, слюдяные, тальковые, а также амфиболиты, 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 приспосабливаться 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) высокая температура, 2) высокое 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. Контактный метаморфизм — наблюдается на контакте с большинством изверженных 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 перво-

начальная 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.

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 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 изверженных и осадочных горных пород, иногда в сильной степени инъецированных 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 глубиной, могли получаться очень разнообразные метаморфические 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. 124).

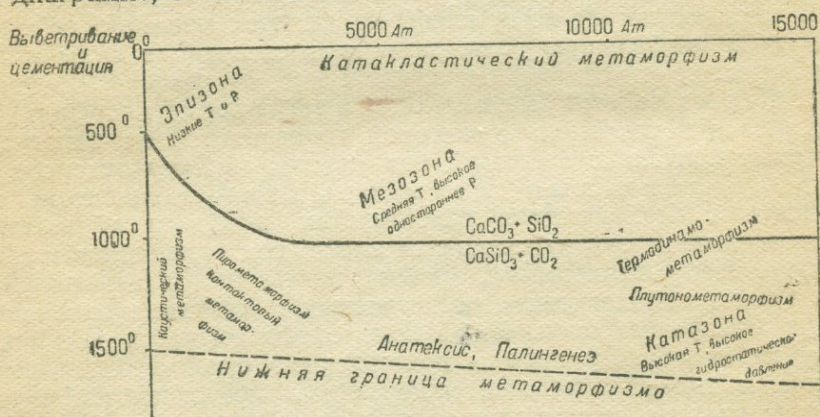


Рис. 124. Зоны метаморфизма. (По В. Гольдшмидту.)

На вертикальной оси нанесены величины температуры, которая повышается с глубиной (в среднем на 1° на каждые 33 м), а на горизонтальной оси — величины гидростатического давления, также возрастающего с глубиной ($260\text{--}280 \text{ кг/см}^2$ на 1 км).

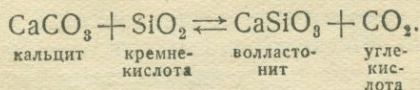
Рассматривая диаграмму (слева направо и сверху вниз), мы отправляемся от вершины угла диаграммы, т. е. от области поверхностной (эпизона), с низкой температурой и давлением, где преобладают явления выветривания и цементации.

Повышение температуры выше 500° даже при сравнительно низком давлении, которое наблюдается при интрузиях магмы из глубин, 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 ($500-900^{\circ}$) и высокого, главным образом одностороннего давления отмечено на диаграмме особой кривой, разграничивающей важные области метаморфизма. Здесь, с одной стороны, происходят изменения в структуре и текстуре поднявшихся 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 CaSiO_3 и выделяется углекислота, а при увеличении давления реакция идет в обратном направлении:



При температуре ниже 500° при низком давлении и до 900° при высоком давлении кальцит может существовать вместе с кремнеземом. Выше этих термодинамических норм образуется волластонит и выделяется углекислота, что и отмечено на кривой соответствующими 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 явле-

ния 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 пород

Гнейсы

✕ Гнейсами называют породы более или менее сланцеватого сложения, 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 массивно-кристаллических пород.

Между гранитами и гнейсами нередко наблюдаются постепенные переходы. В зависимости от того, насколько ясно выражена слоистость, 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 изверженных 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, песчано-глинистых сланцев и некоторых других осадочных пород.

Парагнейсы характеризуются темной окраской и нередко резко выраженной сланцеватостью. К парагнейсам относятся, между прочим, и упомянутые выше «очковые» гнейсы.

Гнейсы широко распространены главным образом в свитах древних метаморфических пород, 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.

К кристаллическим сланцам принадлежат слюдяные сланцы, филлиты, хлоритовые, тальковые сланцы и породы переходных типов — слюдяно-хлоритовые, серицитовые сланцы и т. п.

Х Слюдяные сланцы. Отличаются резко выраженным сланцеватым сложением, а нередко также и плейчатостью.

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, в Сибири 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 эксплуатируются 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.

Х 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 прослойки и линзочки кварца вторичного происхождения. Иногда встречаются включения в форме зерен граната, биотита, альбита, ильменита, шпирита 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 листочков зеленого хлорита; кроме того, в них присутствуют магнетит, 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 значение и сланцы получают соответственное название. При преобладании актинолита получаются актинолитово-хлоритовые сланцы; при значительном увеличении количе-

ства 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 удлинённых кристаллов, хлорита, а иногда и эпидота, породы эти окрашены в фиштакково-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 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 слюдястыми 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 гидротермической метаморфизации серпентинов.

Змеевики, амфиболиты, мраморы, кварциты

Змеевики (или серпентиниты). Представляют собой 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 магнетит, хлорит, тремолит, хромит и лимонит.

Нормальные серпентиниты 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, магнетита и асбеста.

В некоторых разновидностях серпентинита наблюдается неправильно-пластинчатая отдельность, в других случаях получают скорлуповатые агрегаты, разбивающиеся при ударе на неровные линзовидные куски с блестящей поверхностью.

На Урале среди серпентинитов нередко встречаются участки, переполненные многочисленными неправильными жилами во-

ложнистого 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 серпентините 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 Сысертка.

✧ **Амфиболиты.** Метаморфические породы сланцеватой, реже плотной структуры. Они состоят главным 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 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 изредка и полевых шпатов.

Мраморы, расположенные особенно близко к контакту с магмой, отличаются особенно крупной зернистостью 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 ю. 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 строи-

тельный 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), зелено-вато-серый каменноборский кварцит, светлокрасный пухгинский кварцит, добываемый на р. Пухте, в 40 км от Петрозаводска, и другие месторождения.

Сильно метаморфизованными железистыми кварцитами связаны крупнейшие в СССР месторождения железных руд — гематита и магнетита — в районе Кривого Рога и на Украине и в районе Курской магнитной аномалии.

Криворожские месторождения представляют узкую 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 7200 млн. т железа.

Среди железистых кварцитов находятся залежи чистого гематита линзообразной формы, несколько вытянутые по простиранию с содержанием Fe от 60—69% и с запасами в 1142 млн. т.

Разработка этих залежей в крупном масштабе началась еще в 1881 г., и в настоящее 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.

Запасы железистых кварцитов — 200—250 млрд. т. Кроме того, здесь за последние годы обнаружены линзообразные залежи сплошной высокосортной руды с содержанием в среднем от 48 до 65% и с запасами более 255 млн. т, что делает этот район одним из важнейших месторождений железных руд в СССР.

Роговики образуются из глинистых сланцев, метаморфизованных в контакте с интрузивными породами, чаще всего гранитами. Роговики представляют серую или белую плотную микрокристаллическую породу без сланцеватости с раковистым изломом. Из минеральных новообразований в роговиках встречаются кварц, биотит, магнетит, ортоклаз, амфиболы и пироксены. Для роговиков характерна мостовидная или роговиковая структура, весьма сходная со сложением булыжной мостовой. В СССР роговики часто встречаются на Алтае, где они являются вмещающими породами полиметаллических рудных месторождений, и в некоторых других районах.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 112
 Автохтонные угли 144
 Агат 95
 Азурит 110
 Аквамарин 115
 Актинолит 113
 Алебастр 136; 206
 Аллохтонные угли 145
 Алмаз 70
 Алунд 97
 Алунит 138
 Альбит 123
 Аальмандин 116
 Алюминий — металлургия 105
 Алюмосиликаты 121
 Амазонский камень 122
 Амагмация 76
 Аметист 94
 Амфиболиты 219
 Амфиболы 113
 Ангидрит 136; 207
 Англезит 135
 Андезиты 177
 Анортит 123
 Анортозит 171
 Антимонит 81
 Антофиллит 114
 Антрацит 146
 Апатит 132
 Аплиты 187
 Апофизы 165
 Арагонит 109
 Арсенопирит 88
 Асбест амфиболовый 114
 Асбест змеевиковый 129
 Ассимиляция 49
 Астеризм 127
 Асфальт 143
 Атома строение 7
 Атомные пространственные решетки 7
 Аурипигмент 81
- Бериллий — руда 115
 Биолиты 64
 Биосфера 45
 Биотит 127
 Бипирамида 18
 Битуминовые сланцы 212
 Благородный опал 96
 Блеклые руды 89
 Блеск минералов 30
 Боксит 104
 Борнит 86
 Брекчия 198
 Бриллиант 71
 Бронзит 111
 Бурая стеклянная голова 38
 Бурый железняк 103
 Бурые угли 145
- Вакки 176
 Везувиан 117
 Виллоит 118
 Висмутовый блеск 82
 Витрен 147
 Внешний вид изверженных пород 191
 Водные силикаты 126
 Волластонит 112
 Вольфраматы 138
 Вольфрамит 139
 Вольнит 177
 Воробьевит 115
 Вулканические стекла 186
 Выветривания зона 45
- Габбро 170
 Галенит 83
 Галит 90
 Галоидные соединения 90
 Галька 198
 Гарниерит 131
 Гексагональная система 16
 Гематит 98
 Гемиморфит 121
 Гидатометаморфизм 213
 Гидрогенизация углей 149
 Гиперстен 111
 Гипотермальные жилы. 54—55
 Гипс 136; 206
 Глауберова соль 137
- Базальт 173
 Барит 134
 Батолиты 165
 Безводные силикаты 111
 Бентонитовые глины 202
 Берилл 115

Глауконитовый песок 199
Глинистые порфиры 176
Глинистые сланцы 204
Глины жирные 202
Глины огнеупорные 202
Глины сукновальные 202
Глины тощие 202
Глубочайшие буровые скважины
42—43
Глыбовая лава 186
Гнейсы 216
Горный воск 144
Горный хрусталь 94
Горючие сланцы 212
Гравий 198
Гранаты 116
Гранит-аплиты 187
Гранит-пегматиты 187
Гранит-порфир 183
Граниты и их аналоги 182
Графит 73
Графит искусственный 74
Графито-сланцевые сланцы 217
Грейзен 53
Гроссуляр 116
Гумбрин 202
Гумусовые угли 145

Дациты 177
Двойники 20
Двойное лучепреломление 21
Двуосные кристаллы.—24
Дендриты 34
Диабаз 172
Диagenеза зона 46
Диagenез 207
Диаллаг 170
Диатомит 210
Динамометаморфизм 214
Диопсид 112
Диорит 174
Дистен 119
Дифференциация магмы 47—50
Доломит 107
Доломитизация 66
Доматические плоскости 14
Досчатый шпат 112
Друзы 34
Дунит 169
Дымчатый горный хрусталь 94
Дюрен 147

Еврейский камень 188

Железный блеск 98
Железная слюдка 98
Железная шляпа 60—62
Жеоды 35
Жильные породы 187
Жилы 165

Зальбанды 187
Зеленые сланцы 218

Земная кора 42
Зернистая структура 165
Змеевик 128
Золото 75
Зоны земной коры 45
Зонные метаморфизма 214

Известняки 207
Известково-натровые полевые шпаты (плаггиоклазы) 123
Излом минералов 33
Изометрический облик кристаллов 83
Изоморфизм 38
Изумруд 115
Ийолиты 181
Ильменит 99
Индексы 15
Интрузивные залежи 165
Ионные пространственные решетки 8
Ископаемые угли 144
Исландский шпат 106
Испытание с азотнокислым кобальтом 161
Исследование кристаллов рентгеновскими лучами 9

Кайнотипные породы 169; 190
Каламин 121
Калийная селитра 134
Калийно-магнезиальные соли 205
Калийные соли 205
Кальцит 106
Каменная соль 90; 205
Каменный уголь 145
Каолин 131; 201
Карбонадо 71
Карбонаты 105
Карналлит 93; 205
Касситерит 102
Каустический магнезит 108
Квадратная система 16
Кварц 94
Кварцевый андезит 177
Кварцевый диорит 175
Кварцевый порфир 185
Кварцит 220
Квасцовый камень 138
Кианит 119
Киноварь 85
Кирпичная руда 97
Классификация изверженных пород 167
Клейофан 84
Клинохлор 128
Клярен 147
Ковеллин 85
Кокс нефтяной 143
Коксующая способность углей 147
Комбинации 18
Конгломерат 198
Конкреции 34
Контактовый метаморфизм 213
Коралловый известняк 208

Корунд 97
Красная стеклянная голова 38
Красный железняк 98
Крекинг-процесс 143
Кремень 94
Кремнекислый цинк 121
Кремнистые туфы 211
Криолит 93
Кристаллические сланцы 217
Кристаллы — структура 6
Кровное родство горных пород 196
Крупнейшие алмазы 71
Куб 17
Кубическая система 16
Купол 166
Куприт 96

Лабрадор 124
Лабрадориты 171
Лакколиты 165
Лапилли 164
Лейцит 124
Лепидолит 128
Лёсс 203
Лигнит 145
Ликвация 49
Лимонит 103
Липаритовые порфиры 187
Липариты 185
Луч необыкновенный 22
Луч обыкновенный 22

Магмы дифференциация 47
Магнезит 107
Магнитные свойства минералов 34
Магнитный железняк 99
Магнитный колчедан 88
Малахит 109
Манганит 103
Марказит 88
Марматит 84
Мартит 98
Масляный камень 115
Медистый пирит 87
Медные порфиновые руды 62
Медный блеск 84
Медный колчедан 86
Медь самородная 78
Мезотермальные жилы 54—55
Мел 209
Меловой мергель 210
Мергель 203
Металлические корольки — получение 158
Метаморфизма виды 213
Метаморфические горные породы 212
Метасиликаты 111
Механические осадки 197
Микроклин 122
Минералы зоны метаморфизма 67
Минералы вулканов 53
Минералы гидротермального происхождения 54

Минералы магмы 50
Минералы морей и озер 63
Минералы области контактов 68
Минералы органогенного происхождения 64
Минералы разрушающихся рудных жил 59
Минералы рудных жил 54
Минералы процессов метасоматизма 66
Минералы процессов механического выветривания 56
Минералы процессов химического выветривания 56
Мирабилит 137
Миспикель 88
Молекулярные пространственные решетки 8
Молибденит 82
Моноклиническая система 17
Морион 94
Мрамор 219
Мусковит 126
Мышьяковый колчедан 88

Наждак 97
Налеты на угле 156
Натровая селитра 134
Нефелин 115
Нефелиновый сиенит 180
Нефрит 114
Нефть 140
Нитраты 134
Нуммулитовый известняк 208

Образование минералов в природе 42
Обсидиан 186
Огненный опал 96
Одноосные кристаллы 24
Озокерит 144
Окислы 94
Окрашивание пламени 160
Октаэдр 19
Оливин 117
Олигоклаз 185
Оловянный камень 102
Оолитовый известняк 209
Оолитовая структура 35
Опал 96
Опока 211
Определение воды 159
Определение изверженных пород 189
Оптическая ось 23
Оптические свойства кристаллов 21
Органогенные породы 207
Орлец 113
Ортогнейсы 216
Ортоклаз 122
Ортосиликаты 115
Ортофиры 182
Осадочные горные породы 197
Оси симметрии 12

Оси кристаллографических координат 12
Основные породы 170
Отдельность горных пород 166
Открытие кремнезема 159
Открытие серы 155
Офитовая структура 164

Палеотипные породы 169; 190
Парагенезис 41
Парагнейсы 216
Параллелепипедальная отдельность 166
Параметры 13
Пегматитовая структура 188
Пегматитовые жилы 53
Пегматиты 52; 187
Пемза 186
Пентагональный додекаэдр 19
Перидотиты 169
Перлы окрашенные 153
Пески 198
Песчаники 200
Петрографические провинции 195
Пехштейн 186
Пиезо-кварц 96
Пинакоид 18
Пирамида 18
Пирамидальные плоскости 14
Пирит 87
Пироксениты 170
Пироксены 111
Пиролозит 102
Пироп 116
Пирротин 88
Письменный гранит 188
Плавиновый шпат 92
Плавокость минералов 153
Плаггиоклазы 123
Пламя свечи 151
Пластовая отдельность 166
Платина 79
Плеохроизм 111
Плоскость симметрии 11
Пневматолиты 52
Побежалость 30
Покровы 165
Полевые шпаты 121
Полианит 102
Полиморфизм 40
Полисиликаты 111
Полуопал 96
Полупризма 18
Поляризованный свет 23
Порфириты 176
Порфировая структура 164
Потоки 165
Правильная система 16
Призма 18
Призматические плоскости 14
Принадлежности для определения минералов с паяльной трубкой 149

Причины разнообразия изверженных пород 192
Пространственная решетка 7
Простые формы 17
Процессы бокситизации 58
Процессы каолинизации 57
Процессы латеритизации 57
Процессы минералообразования, связанные с магмой 50
Процессы серпентинизации 59
Псевдоморфозы 42
Псилометан 105

Раппакиви 185
Распространение различных типов изверженных пород 195
Ратовкит 93
Реакция Мейгена 161
Реальгар 80
Ревдинскит 131
Роговая обманка 114
Роговик 220
Родонит 113
Ромбический додекаэдр 19
Ромбическая система 16
Ромбэдр 19
Россыпи 56;
Рубин 97

Санидин 181
Сапропелевые угли 145
Сапфир 97
Свинцовый блеск 83
Селенит 136
Сера 74
Серебро 77
Серцит 126
Сернистые соединения 80
Серный колчедан 87
Серпентин 128
Серпентинизация 59; 170
Сидерит 108
Сиениты 179
Силикаты 110
Силукагель 116
Силицификация 47, 215
Сильвин 91; 205
Скарны 175
Склерометр 29
Скорлуповатая отдельность 167
Сланцевая смола 212
Слюдяные сланцы 217
Слюды 126
Смитсонит 108
Смоляной камень 186
Содалит 180
Соли кислородных кислот 105
Соляровые масла 143
Спайность 32
Спессартин 116
Средние породы 174
Сталагмиты 38

Сталактиты 38
Стекловатая структура 164
Стеклообразная голова 36
Стибнит 81
Столбчатая отдельность 166
Структура кристаллов 6
Суглинки 203
Сульфаты 134
Сульфосоли 89
Сурьмяный блеск 81
Сфалерит 84
Сферосидерит 108

Тальк 130
Тальковые сланцы 218
Твердость минералов 27
Твердые растворы 40
Тенардит 138
Теннантит 90
Термальный метаморфизм 213
Тетрагональная система 16
Тетраэдр 19
Тетраэдрит 89
Титанистый железняк 99
Титано-магнетит 99
Топаз 118
Трахиты 181
Тремолит 113
Трепел 210
Триклиническая система 17
Турмалин 125
Туфы 176
Тяжелый шпат 134

Углеродородные соединения 140
Удельный вес минералов 33
Ультраосновные породы 169
Уртиты 181

Филлиты 217
Флогопит 127
Флоридиновые глины 202
Флюорит 92
Форелленштейн 171
Формы нахождения минералов в природе 34

Фосфаты 132
Фосфорит 133
Фузулиновый известняк 208
Фюзен 147

Халцедон 95
Халькозин 84
Халькопирит 86
Халькотрихит 97
Хибинит 181
Химия минералов 40
Хлоритовые сланцы 217
Хлориты 128
Хризоколла 132
Хромистый железняк 101
Хромит 101

Цвет минералов 29
Цвет черты минералов 31
Цементационная зона 46—47
Центр симметрии 12
Церуссит 109
Цинковая обманка 84
Цинковый шпат 108
Циркон 118

Чилийская селитра 134

Шаровая отдельность 167
Шеелит 139
Шерл 125
Шкала твердости Мооса 27
Шлиры 49
Шпатовый железняк 108
Штоки 165

Эвдиалит 181
Эгириин 180
Электрокорунд 97
Элементы самородные 70
Элементы симметрии 11
Элеолит 115
Энстатит 111
Эпидот 120
Эпитермальные жилы 54—55

Яшма 95

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие к третьему изданию	3
Предисловие ко второму изданию	4

Кристаллография

Введение	5
Свойства кристаллического вещества	5
✓ Структура кристаллов	6
Исследование кристаллов рентгеновскими лучами	9
✓ Элементы симметрии	11
Оси кристаллографических координат. Параметры и индексы	12
Кристаллографические системы	16
Простые формы. Комбинации. Двойники	17
Оптические свойства кристаллов	21

Минералогия

Введение	25
Общие свойства минералов	27
Физические свойства минералов	27
Формы нахождения минералов в природе	34
Изоморфизм	38
Химия минералов	40
Полиморфизм	40
Парагенезис	41
Образование минералов в природе	42
Земная кора	42
Зоны земной коры	45
Магма и ее дифференциация	47
Минералы магмы	50
Процессы минералообразования, связанные с магмой	50
Минералы пневматолитовых и пегматитовых жил	52
Минералы вулканов	53
Минералы рудных жил	54
Минералы процессов механического выветривания	56
Минералы процессов химического выветривания	56
Минералы разрушающихся рудных жил	59
Минералы морей и озер	63

Минералы органического происхождения (биолиты)	64
Минералы процессов метасоматизма	66
Минералы зоны метаморфизма	67
Минералы области контактов	68
Описание минералов	69
Классификация минералов	69
I класс. Самородные элементы	69
II класс. Сернистые соединения	69
III класс. Сульфосоли	69
IV класс. Галоидные соединения	69
V класс. Окислы	69
VI класс. Соли кислородных кислот	69
1-й отдел. Карбонаты	69
2-й отдел. Силикаты	69
А. Безводные силикаты	69
В. Водные силикаты	70
3-й отдел. Фосфаты	70
4-й отдел. Нитраты	70
5-й отдел. Сульфаты	70
6-й отдел. Вольфраматы	70
VII класс. Углеводородные соединения	70
Определение минералов	149
Принадлежности и реактивы для определения минералов с паяль- ной трубкой	149
Пламя свечи	151
Испытание плавкости минералов	153
Получение окрашенных перлов	153
Открытие серы	155
Налеты на угле	156
Получение металлических корольков	158
Определение воды	159
Открытие кремнезема	159
Проба на окрашивание пламени	160
Испытание с азотнокислым кобальтом	161
Петрография	
Введение	162
I. Изверженные горные породы	163
Общие свойства изверженных пород	163
Классификация изверженных пород	167
Описание изверженных пород	169
Ультраосновные породы	169
Основные породы	170
Средние породы	174
Граниты и их аналоги	182
Жильные породы	187
Макроскопическое определение изверженных пород	189

Внешний вид важнейших изверженных пород	191
Причины разнообразия изверженных пород	192
Распространение различных типов изверженных пород	195
Петрографические провинции	197
II. Осадочные горные породы	197
Происхождение осадочных пород и их классификация	197
Описание осадочных пород	197
Механические осадки	197
Химические осадки	204
Органогенные породы	207
III. Метаморфические горные породы	212
Условия образования метаморфических пород и их классификация	212
Виды метаморфизма	213
Зоны метаморфизма	214
Описание метаморфических пород	216
Гнейсы	216
Кристаллические сланцы	217
Змеевики, амфиболиты, мраморы, кварциты	218
Алфавитный указатель	221



БИБЛИОТЕКА
 Геологического Института
 Арм. Физ. Мат. Инст. 1987



666

Цена 5 р. 25 к.

Перепл. 1 р. 75 к.