

ББК 26.303

В 35

УДК 549.08

Вертушков Г. Н., Авдонин В. Н.

В 35 Таблицы для определения минералов по физическим и химическим свойствам: Справочник.— 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1992.— 489 с.: ил.
ISBN 5-247-02245-9

В справочнике-определителе минералов на основе конституции минеральных индивидов рассмотрены их структура, химический состав, морфология, физические свойства. Фактический материал помещен в таблицы, с помощью которых легко диагностировать минералы в полевых условиях без применения специальных анализов и сложной аппаратуры. Во втором издании (1-е изд.— 1980) список минералов увеличен почти на 100 названий.

Для работников геологической службы, связанных с определением и изучением минералов. Будет полезна любителям камня.

В $\frac{1804020200-074}{043(01)-92}$ 59—92

ББК 26.303

ISBN 5-247-02245-9

© Издательство «Недра», 1980
© Г. Н. Вертушков, В. Н. Авдонин, 1992,
с изменениями и дополнениями

ПРЕДИСЛОВИЕ

Распознавание минералов и их диагностика — важнейший раздел минералогии. Среди всевозможных приемов определения минералов наиболее универсальным является идентификация их на основании внешних признаков, по «словесному портрету» с применением простейших исследований. Этот прием можно использовать в любых условиях. Он имеет важное значение как в практике геологоразведочных работ, так и в научных исследованиях.

В настоящее время справочников и пособий по диагностике минералов недостаточно. Предлагаемая книга должна восполнить этот пробел. Все свойства минерала представляют собой реальное проявление его конституции — взаимосвязи химического состава и структуры, отражающих сущность каждого минерала. Конституция минерала определяет не только все многообразие свойств минерального индивида, но и условия нахождения его в природе. Это положение лежит в основе методов определения минералов, предлагаемых в настоящем справочнике.

Первое издание книги было доброжелательно встречено геологической общественностью, студентами-геологами, многочисленными любителями камня и сравнительно быстро разошлось.

В новом издании значительно увеличен объем таблиц (в основном за счет новых открытых минералов, в том числе и техногенного происхождения), больше уделено внимания дополнительным сведениям по диагностике минералов, в том числе методике определения минералов по черте, играющей особую роль. Методика химического исследования черты, разработанная М. Н. Чуевой [17], дает возможность однозначно и быстро идентифицировать многие минеральные виды. Несколько расширены в книге также описания месторождений, приведены элементарные сведения по геохимии некоторых элементов и указаны важнейшие ассоциации минералов, особенно имеющих важное практическое значение.

Авторы благодарны читателям, которые указали недостатки и погрешности первого издания; все их советы и пожелания были учтены при подготовке нового издания. Глубокую признательность авторы выражают сотрудникам кафедры минералогии Свердловского горного института Г. Я. Ивановой за ценные указания и В. И. Третьяковой и Л. П. Рыловой за большую помощь при оформлении рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Вещественный состав литосферы — «каменной» оболочки Земли — изучают многие науки, среди которых минералогия занимает первое место. Ее объектом является минерал. Понятие о нем уходит в глубокую древность, однако и в современной науке нет полного согласия среди исследователей минералов. У нас в стране под влиянием школы минералогов Ленинградского горного института, прежде всего Д. П. Григорьева и А. Н. Заварицкого, как первоначальное понятие науки вводится представление о **минеральном индивидууме** (индивид, кристалл, зерно). По определению А. В. Шубникова, это природное естественно-историческое тело, в конечном счете — неоднородное целое, состоящее из частей (например, пирамид нарастания), органически связанных между собой. Минеральный индивид существенно отличается от искусственных кристаллов историей пребывания в литосфере, которую проще всего выразить продолжительностью его существования, в течение которой исходные «творения» решительно изменяет многие свои первоначальные свойства. Кристаллы лабораторных или производственных процессов, по сравнению с подавляющей частью минеральных индивидов, истории не имеют, это «сиюминутные» произведения.

Большая часть минеральных индивидов имеет геологический возраст; за время, прошедшее с момента их возникновения, могут быть значительно преобразованы форма и внутреннее строение этих индивидов. В период своего существования в литосфере минеральные индивиды могут, как писал в начале текущего столетия А. В. Шубников, «...зарождаться, расти, питаться, разрушаться, обнаруживать явления старения, усталости, срастаться и даже пожирать друг друга». Все эти явления в мире природных кристаллов Д. П. Григорьев назвал «онтогенез минералов» [6]. По этому поводу уместно замечание А. В. Шубникова: «Все эти термины, взятые из биологии, исторически отражают в себе тенденцию натуралистов распространить понятие жизни на косную материю». Далее он отмечал, что «...так называемая жизнь кристаллов представляется нам качественно отличной от жизни организмов и имеет с ней лишь внешнюю аналогию». Иначе говоря, все эти биологические термины могут использоваться как вспомогательные слова для описания некоторых процессов истории минерального вещества.

При введении первоначального понятия «минеральный индивид» из «царства минералов» исключаются природные газы,

жидкости и тела аморфные (янтарь, опал, ископаемые угли, стекла). Некоторые из них рассматриваются под названием **минералоиды** (например, опал, глоккерит, аллофан). Понятно, что значение их в науке от этого не уменьшается, но условная стройность для систематики главных составных частей литосферы — минералов — возрастает.

Минералогия — основание, фундамент всех геологических наук, целью которых, как считал В. И. Вернадский, является всестороннее изучение земной коры — верхней оболочки земного шара, доступной непосредственному наблюдению и исследованию. Эта часть Земли, не имеющая четких границ, представляет собой геологическое пространство, которое зародилось и существует на нашей планете геологическое время. Земная кора, по В. И. Вернадскому, состоит из трех оболочек: твердой — литосферы, жидкой — гидросферы и газообразной — атмосферы. Более 90 % вещества земной коры сосредоточено в литосфере в виде минералов; этим и определяется важное значение минералогии в научной и производственной деятельности. В конечном счете, геологические науки должны установить историю различных процессов, которые привели земную кору к современному состоянию. Минералогия среди этих наук занимает всесторонним изучением минеральных индивидов. Окружение, в котором находится индивид, называется средой. Индивиды поддаются счету, и каждый из них имеет конечные размеры, определенную форму и четкие границы с окружающей средой.

Моделью минерального индивида могут служить индивиды теоретической кристаллографии или синтетические кристаллы, полученные в лабораторных и заводских условиях. Понятие «минеральный индивид» позволяет рассматривать всю литосферу или ее часть как собрание индивидов, связанных некоторыми отношениями. Задача минералогии — изучение в первую очередь самих индивидов, взаимоотношений между ними, а затем их истории в земной коре. Каждый минеральный индивид определяется структурой и химическим составом, которые взаимосвязаны и рассматриваются как его *конституция*. Она обуславливает не только все свойства индивида, но и его отношение к окружающей среде. Поэтому конституция минеральных индивидов является основой учения о минералах.

Минеральные индивиды можно изучать как самостоятельные изолированные тела, изъятые из природной обстановки. Эту часть минералогии именуют *физиографией минеральных индивидов*. Другое направление в изучении минеральных индивидов состоит в познании взаимоотношений индивидов между собой и с той средой, где они зарождаются, растут и пребывают (существуют). Данную часть минералогии можно назвать *учением о месторождениях минералов*, представляющим историю минеральных индивидов в земной коре. Естественно, что физио-

графия минеральных индивидов и учение о их месторождениях тесно связаны между собой, и разделение это условное. В настоящее время такое разделение определяется тем, что физиография и месторождения минеральных индивидов познаются с применением разных технических методов и средств. Физиография в основном использует методы физики и химии, а учение о месторождениях минералов по методам исследования стоит ближе к геологическому циклу наук, поэтому А. К. Болдырев называл его геологией минералов. Ее следует рассматривать как учение о совместном нахождении минералов в природе.

Все минеральные индивиды, слагающие литосферу, представляют собой универсальное множество, практически бесконечное и бессчетное, которое разбивают на множества, конгруэнтные (совместимые) по конституции. Такие множества являются классами эквивалентности, в которых индивиды по своей конституции обладают свойствами рефлексивности, симметричности и транзитивности. Каждому классу эквивалентности в таксономическом отношении соответствует **минеральный вид**. На основании этого можно дать формальное определение: *минеральным видом называется множество минеральных индивидов, конгруэнтных по конституции*. В минералогии в настоящее время термин «минеральный вид» используется только при обсуждении вопросов классификации минеральных индивидов, обычно его заменяют односложным термином «минерал» и применяют для обозначения вида или одного минерального индивида. Так, о кристалле горного хрусталя можно говорить в единственном числе как о минерале; что касается термина «минеральный индивид», то его часто заменяют словами «зерно», «кристалл» или просто «индивид».

Минеральные индивиды в литосфере встречаются совместно, образуя закономерные минеральные ассоциации (сообщества), принадлежащие либо одному минеральному виду — мономинеральная ассоциация (мрамор), либо разным минеральным видам — полиминеральная ассоциация (гранит). В одних ассоциациях индивиды, относящиеся к определенному минеральному виду, сходны между собой в каждой конкретной минеральной ассоциации; часто это легко заметить по какому-либо признаку — цвету, форме выделения, величине и т. д. В других ассоциациях зерна, принадлежащие к одному виду, могут резко отличаться в зависимости от условий нахождения. Например, зерна кварца из гранитов решительно отличаются от индивидов этого же минерала, но слагающего кварцевые жилы (особенно золотоносные). Каждый минеральный вид отражает условия своего нахождения в литосфере. Характерные признаки, по которым можно однозначно определить какие-либо условия среды его существования в земной коре, получили название *типоморфных*. Кварц из золотоносных жил молочно-белый, сливной,

часто с примесями сульфидов, нередко ноздреватый, тогда как зерна его из гранита — стекловидные, сероватого или даже черного (дымчатого) цвета. По ряду резких устойчивых индивидуальных признаков, обусловленных строением агрегата, окраской, формой индивидов, в пределах минерального вида выделяют разновидности минералов.

Минеральный индивид обладает множеством свойств. Свойства, которые позволяют надежно различать минеральные виды между собой, называются *диагностическими признаками*, а выявление этих признаков на минерале и процесс его идентификации (отождествления) — *определением минерала*. Наиболее совершенный метод идентификации минералов может быть основан на установлении их конституции, но в настоящее время практически это сделать нельзя, так как нет доступных приборов. Кроме того, наиболее распространенные минералы относительно легко определяются по обычным диагностическим признакам, по их словесному «портрету» — наружному виду.

Определение минералов визуальное с применением простейших приемов имеет важное значение при их поисках. В этом случае исследователь обязан среди большого количества зерен различной формы и величины *увидеть* наиболее важные индивиды, представляющие научный и практический интерес. «Раньше, чем определять минерал, нужно его увидеть. В качествах работника по горному делу неумение видеть минерал является пороком гораздо худшим, чем неумение его определить», — писал Н. М. Успенский. В поиске «чувственный образ» минерала является руководящим. Поиски минералов — самая важная задача исследования, которая решается при изучении вещественного состава руд или горных пород. Для того чтобы выявить на данном объекте все минеральные виды, нужно знать их характерные признаки, основные законы совместного нахождения минералов и условия, в которых они встречаются в природе. В итоге чрезвычайно важно по первому взгляду установить руду, ее качество, узнать горную породу.

Способность «видеть минерал» приобретается путем систематического изучения коллекций минералов, не только путем их рассматривания, но и посредством различных экспериментов на образцах. Только опыты на минералах и их сбор на месторождениях в конечном счете дают полноценное знание науки о минералах.

Методы определения минералов можно разделить на две группы: 1) по внешним свойствам; 2) на основании точных минералогических исследований. Внешними свойствами минералов называют те их признаки, которые легко выявляются без применения специальных приборов.

СТРУКТУРА

Пространственная решетка и ее описание

К концу XIX в. была создана модель строения кристаллов по принципу пространственной решетки. Эта модель основывалась на трех аксиомах: 1) кристаллы состоят из разрозненных материальных частиц; 2) кристаллическое пространство однородно; 3) в параллельных направлениях строение и свойства кристаллов идентичны. Первая аксиома заимствована из химии и является следствием атомистического строения вещества. Остальные установлены на кристаллах. Однородность строения проявляется в том, что любая частица кристалла размером более $0,1 \text{ нм}^3$ полностью отражает все свойства целого кристаллического индивида.

Обломки кристалла пригодны для определения любого его свойства. Наблюдая спайность, легко убедиться в том, что в параллельных направлениях она в кристаллах одинакова. Все физические и химические свойства кристаллов в параллельных направлениях идентичны.

Три постулата кристаллографии представляют собой научную абстракцию для этой науки. Они имеют такое же значение, как и соответствующие аксиомы геометрии или механики.

Минеральный индивид всегда неоднороден. В нем много всевозможных нарушений, которые свидетельствуют об отклонении от принципа однородности строения кристалла. И это естественно, так как кристалл — природное тело, находящееся с момента своего зарождения в реальной среде, которая оказывает влияние на индивид не только во время его роста, но и в дальнейшем.

Минеральный индивид — система открытая, которая в какой-то степени отражает среду своего пребывания; сформировавшийся кристалл обменивается веществом и энергией с окружающей средой, приобретает или залечивает дефекты строения.

Основой строения пространственной решетки (геометрического образа структуры) являются материальные частицы сферической формы, равные между собой. По этой причине каждая частица заменена точкой, называемой в пространственной решетке узлом. Совокупность узлов, расположенных на одной

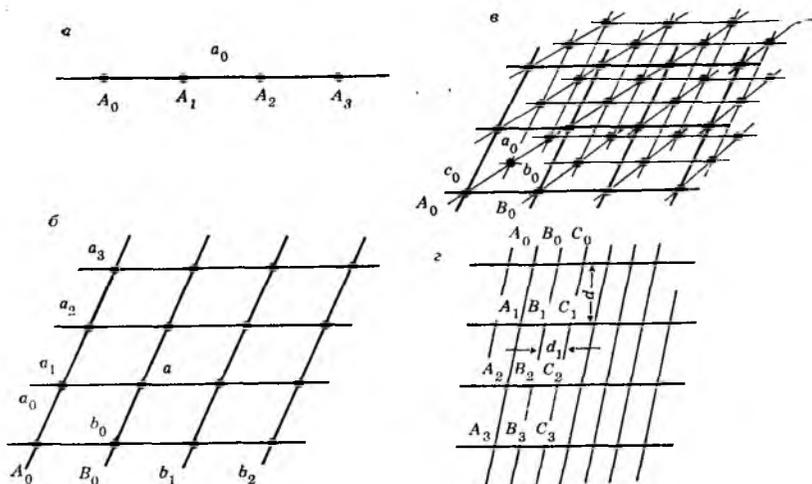


Рис. 1. Строение пространственной решетки:

a — ряд узлов; b — плоская сетка; c — пространственная решетка; d — межплоскостное расстояние d, d_1

прямой, представляет собой ряд узлов (рис. 1, a). Расстояние между двумя рядом расположенными узлами A_0A_1 называется промежутком, или *параметром ряда* и обозначается a_0 . Параметр ряда — мера плотности ряда узлов. Такое положение узлов определяет периодичность — регулярность, упорядоченность строения всего кристаллического пространства. Разными называются ряды узлов, обладающие неравными параметрами.

Совокупность узлов, расположенных в одной плоскости, образует *плоскую сетку* (см. рис. 1, b). Для однородности строения кристалла необходимо, чтобы узлы в плоской сетке находились в вершинах параллелограммов — равных, параллельно ориентированных и смежных по целым сторонам. Плоскую сетку можно построить, если известны три узла, не лежащие на одной прямой, или два ряда пересекающихся узлов. Число узлов, приходящихся на единицу площади плоской сетки, называется *ретикулярной плотностью* D , которая обратно пропорциональна площади S элементарного параллелограмма: $D=1/S$.

В пространственной решетке узлы распределены в вершинах параллелепипедов — также равных, взаимно параллельных и смежных по целым сторонам.

Ряды узлов в пространственной решетке равны между собой, если их можно совместить путем любого параллельного перемещения, вращения или отражения. Это же свойственно плоским сеткам. При параллельном переносе рядов узлов пространственной решетки можно установить такой элементарный параллелепипед, который содержит все геометрические компоненты

строения и позволяет путем параллельного переноса увеличивать пространственную решетку до бесконечности.

Наикратчайшее расстояние между двумя параллельными плоскими сетками называется *межплоскостным расстоянием* d (см. рис. 1, 2). Соотношение между объемом элементарного параллелепипеда v , межплоскостным расстоянием плоских сеток d и их ретикулярной плотностью D определяется выражением $vD = d$. Для данной пространственной решетки $v = \text{const}$. Следовательно, чем больше ретикулярная плотность плоских сеток, тем больше их межплоскостное расстояние.

Строение кристалла по принципу пространственной решетки обуславливает анизотропность свойств кристаллического вещества. Только кристаллы обладают одновременно и однородностью, и анизотропностью.

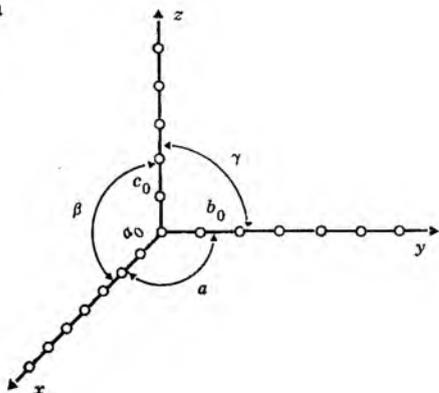
Ряд узлов как основной элемент строения кристалла будем именовать *вектором*. В кристаллографическом векторе положительное и отрицательное направления равны между собой. Только как исключение в кристаллах имеются ряды узлов, в которых наблюдаются положительное и отрицательное направления. Такие векторы называются полярными. Параметр ряда a_0 можно принять за единичный вектор. Таким образом, полную длину ряда узлов k как вектора можно найти по формуле $k = na_0$, где n — целое число. Поэтому величина кристалла не связана с его строением и длина вектора не имеет значения. Следовательно, у кристаллографического вектора нет начала и конца, он определяется отрезком прямой между любыми узлами ряда.

Плоская сетка пространственной решетки двухмерная; ее можно получить, перенося точку A_0 по направлению двух рядов узлов A_0A_n и A_0B_m , параметры которых a_0 и b_0 . В результате этого получаются два вектора: $A_0A_n = na_0$ и $A_0B_m = mb_0$, где n и m — целые числа. При сложении эти двух векторов возникают другие векторы плоской сетки: $A = na_0 + mb_0$.

Для построения трехмерной пространственной решетки нужно иметь три не лежащих в одной плоскости ряда узлов, которые определяют направления трех векторов (рядов узлов пространственной решетки), и знать параметры этих векторов: a_0 , b_0 , c_0 . К двум векторам, расположенным на плоскости, — A_0A_n и A_0B_m прибавляется некомпланирный (не лежащий в этой плоскости) им третий вектор $A_0C_e = ec_0$, где e — целое число. Любой вектор трехмерной решетки теперь можно получить, сложив три вектора: $R = na_0 + mb_0 + ec_0$.

Координатные оси. Положение элементов строения пространственной решетки обозначается с помощью трех некомпланирных векторов, которые принимаются за координатные оси. Следовательно, в кристаллографии, в отличие от геометрии, координатные оси *материальные*, они определяются рядами узлов пространственной решетки. При этом в кристаллографии принята

Рис. 2. Правая система координатных осей



правая система координатных осей (рис. 2). Для простоты будем рассматривать только прямоугольную систему координатных осей.

Ряды узлов. В пространственной решетке ряд узлов определяется направляющим вектором, который нужно выбрать так, чтобы его длина A была равна na_0 , где n — целое число. Координаты направляющего вектора ряда узлов, проходящего через начало координат, равны $x=ra_0$; $y=sb_0$; $z=tc_0$, где r, s, t — целые числа, а параметры каждого ряда — a_0, b_0 и c_0 — могут иметь равные или различные значения. Тогда уравнение ряда узлов примет вид:

$$\frac{x}{r} = \frac{y}{s} = \frac{z}{t}.$$

В кристаллографии три отвлеченных числа r, s, t пишут в ряд без знаков препинания и заключают в квадратные скобки, т. е. $[rst]$. Это выражение — *символ ряда*. Координатные оси являются рядами узлов, их символы: $0x = [100]$; $0y = [010]$; $0z = [001]$.

Отрезки, которые отсекает плоская сетка (грань) на координатных осях, называются *параметрами*. Численное значение их выражают через единичные векторы соответствующих осей. В первом приближении можно считать, что плоские сетки пересекают оси по узлам пространственной решетки. Следовательно, их параметры p, q, r определяются соотношениями $p=da_0$; $q=eb_0$; $r=fc_0$. Здесь d, e, f — целые числа. Для любой другой плоской сетки параметрами являются $p_1=d_1a_0$; $q_1=e_1b_0$, $r_1=f_1c_0$, где d_1, e_1, f_1 — также целые числа. Отношения параметров плоских сеток по каждой координатной оси есть отношение целых чисел, и таким образом, являются числами рациональными. Это и есть закон рациональности параметров

$$\frac{p}{p_1} : \frac{q}{q_1} : \frac{r}{r_1} = \frac{da_0}{d_1a_0} : \frac{eb_0}{e_1b_0} : \frac{fc_0}{f_1c_0} = \frac{d}{d_1} : \frac{e}{e_1} : \frac{f}{f_1}.$$

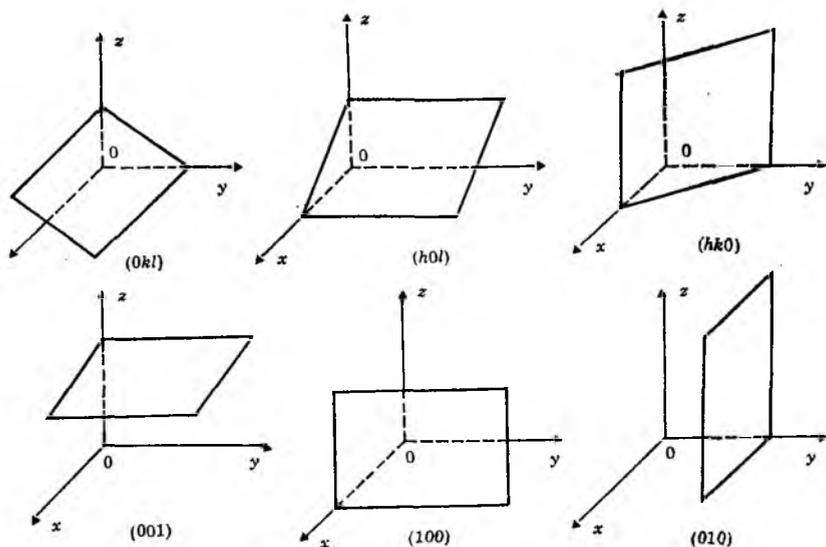


Рис. 3. Положение и символы плоскостей, различно ориентированных относительно координатных осей

В кристаллографии для обозначения плоских сеток (граней) пользуются индексами — величинами, обратными параметрам:

$$\frac{1}{p} = h; \quad \frac{1}{q} = k; \quad \frac{1}{r} = l.$$

Уравнение плоскости в параметрах (в отрезках на координатных осях p, q, r) будет следующим:

$$\frac{x}{p} + \frac{y}{q} + \frac{z}{r} = 1.$$

Заменяя в этом выражении параметры индексами, получим уравнение плоскости в общем виде

$$hx + ky + lz = t,$$

где t — целое число, которое образуется после освобождения уравнения от дробных коэффициентов путем приведения к общему знаменателю и сокращения на общий множитель. Коэффициенты h, k, l в этом уравнении представляют собой координаты вектора, перпендикулярного к той плоскости, которую выражает ее уравнение. Эти целые числа (индексы) записываются также в ряд без знаков препинаания, заключаются в простые скобки (hkl) и называются *символом плоской сетки* (рис. 3). Исследование уравнения плоскости и ее символа приведено в табл. 1.

Таблица 1

Кристаллографические символы и уравнения плоскости в зависимости от ее положения по отношению к координатным осям

Коэффициенты уравнения	Уравнение	Символ	Положение плоскости
$t = 0$	$hx + ky + lz = 0$	(hkl)	Проходит через начало координат
$h = 0$	$ky + lz = t$	$(0kl)$	Параллельна оси Ox
$k = 0$	$hx + lz = t$	$(h0l)$	Параллельна оси Oy
$l = 0$	$hx + ky = t$	$(hk0)$	Параллельна оси Oz
$h = 0; k = 0; l \neq 0$	$lz = t$	$(00l)$, что отвечает (001)	Параллельна плоскости Oxy
$h \neq 0; k = 0; l = 0$	$hx = t$	$(h00)$, что отвечает (100)	Параллельна плоскости Oyz
$h = 0; k \neq 0; l = 0$	$ky = t$	$(0k0)$, что отвечает (010)	Параллельна плоскости Oxz

При этом нужно иметь в виду, что все плоскости, параллельные изображенным на рис. 3, в кристаллографическом отношении равны между собой и имеют одинаковый символ: например, на каком бы расстоянии от начала координат не находилась плоскость (100) , ее символ от этого не изменится. Символ этой плоскости показывает, что плоская сетка параллельна координатным осям Oy и Oz и делает конечный отрезок (параметр) на оси Ox .

Если символ ряда узлов $[rst]$, а символ плоской сетки (hkl) , то угол между ними φ определяется выражением

$$\sin \varphi = \frac{hr + ks + lt}{\sqrt{h^2 + k^2 + l^2} \sqrt{r^2 + s^2 + t^2}}.$$

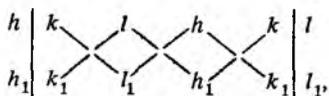
Если прямая OA параллельна или лежит в плоскости P , тогда $\varphi = 0$ и $\sin \varphi = 0$. Это возможно при условии $hr + ks + lt = 0$. В кристаллографии такое уравнение называется зональным.

Прямая линия есть пересечение двух плоскостей: $hx + ky + lz = t$ и $h_1x + k_1y + l_1z = t_1$. Положение ее в пространстве определяют направляющие коэффициенты r, s, t , которые можно вычислить из двух уравнений:

$$hr + ks + lt = 0; h_1r + k_1s + l_1t = 0.$$

Два уравнения с тремя неизвестными позволяют найти только отношения между неизвестными. В кристаллографии этого достаточно. Уравнения решаем с помощью определителя

второго порядка, для чего воспользуемся мнемоническим правилом: напишем в одну строчку два раза подряд символ одной грани (hkl), под ней — так же символ второй грани ($h_1k_1l_1$), слева и справа этих строк исключим по одному знаку; таким образом получим следующую запись:



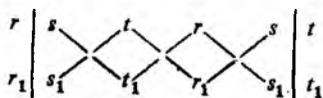
а затем перекрестным умножением найдем направляющие коэффициенты:

$$r = kl_1 - k_1l; \quad s = lh_1 - l_1h; \quad t = hk_1 - h_1k.$$

Если известны символы $[rst]$ и $[r_1s_1t_1]$, которые фиксируют два ряда узлов, не параллельных между собой, следовательно, имеется возможность построить плоскую сетку, символ которой (hkl) определяется следующим образом. Составляем два уравнения:

$$hr + ks + lt = 0; \quad hr_1 + ks_1 + lt_1 = 0,$$

в которых три неизвестных — h, k, l . Затем по вышеприведенному правилу вычисляем символ этой сетки следующим образом:



$$h = st_1 - s_1t; \quad k = tr_1 - t_1r; \quad l = rs_1 - r_1s.$$

Атомное строение кристаллов

С помощью рентгеновских лучей в 1912 г. было установлено наличие в кристаллах плоских сеток, от которых эти лучи отражаются по закону Вульфа—Брэгга: $\lambda n = 2d \sin \theta_n$, где λ — длина волны рентгеновских лучей; n — простые числа (1, 2, 3 и т. д.), показывающие порядок отражения; d — межплоскостное расстояние; θ_n — угол отражения соответствующего порядка.

Таким образом, гипотеза регулярного, решетчатого строения кристаллов была подтверждена экспериментально. Несколько позднее были расшифрованы структуры галита, алмаза и других минералов. При этом обнаружилось, что кристаллы подавляющей части минералов имеют атомное строение, в них нет молекул как особых структурных сооружений, а пространственные решетки, в узлах которых находятся атомы, вставлены одна в другую, как это хорошо видно на структуре CsCl (рис. 4). Структура кристалла оказалась более сложным сооружением

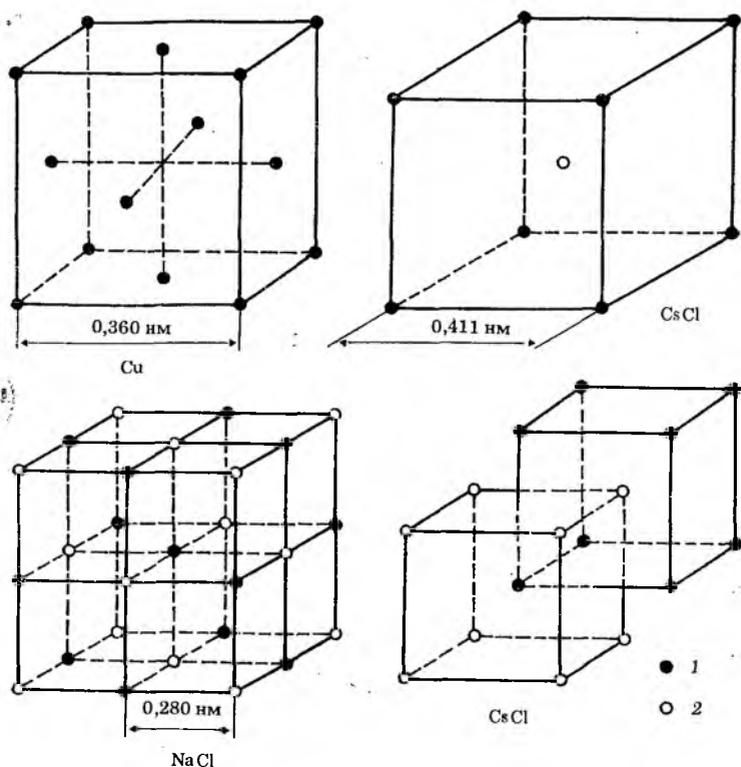


Рис. 4. Структуры кристаллов:

1 — Cu, Cs⁺, Na⁺; 2 — Cl⁻

по сравнению с абстрактной пространственной решеткой, которая представляет собой упрощенную модель атомного строения кристалла.

При изучении минеральных индивидов с помощью рентгеновских лучей устанавливают межплоскостные расстояния d между наиболее плотными плоскими сетками. Несколько значений d между характерными плоскими сетками позволяют определить минеральный вид.

Расстояние между «центрами атомов» в кристаллическом пространстве традиционно измерялось в ангстремах: $1\text{Å} = 10^{-10}\text{ м} = 10^{-8}\text{ см}$. Эта мера длины для описания структуры кристаллов оказалась очень удобной, поскольку упрощала изображение структуры большинства минералов. В справочниках по минералам и многих учебниках по минералогии и кристаллографии использовалась эта мера, однако в международную систему единиц она не входит и в данном справочнике заменяется нанометрами: $1\text{ нм} = 10^{-9}\text{ м}$.

Химическая связь

Для полной характеристики химической связи атомов в молекулах определяют длину и энергию связи. Длиной связи называется расстояние между центрами (ядрами) атомов в молекуле, а энергия связи численно равна энергии, которая выделяется при образовании молекулы. Эти представления переносятся на кристаллы. В структуре кристаллов длина связи — расстояние между ближайшими атомами; она колеблется в основном от 0,1 до 0,3 нм, а в редких малоустойчивых соединениях достигает 0,35 нм. В кристаллах химическая связь определяет энергию кристаллической решетки, которая значительно превосходит энергию связи молекул.

Энергетическое взаимодействие атомов в кристалле обусловлено строением электронных оболочек, что позволяет разделить химическую связь по роду атомов на типы: ионные, ковалентные, металлические и молекулярные. В первых трех типах взаимодействие атомов в основном определяется взаимным притяжением частиц, имеющих противоположные электрические заряды. Это так называемые «кулоновские силы». Гравитационные силы настолько ничтожны, что ими можно пренебречь.

В кристаллах ионного типа, например, галите NaCl , флюорите CaF_2 , кварце SiO_2 , положительно заряженные атомы (катионы) отдают электроны из наружной электронной оболочки, а отрицательно заряженные (анионы) принимают их. Вследствие этого число положительных зарядов соответствует числу отрицательных. Длина связи между катионом и анионом приблизительно равна сумме их радиуса действия. Энергия кристалла (так часто называют энергию кристаллической решетки) ионного типа пропорциональна числу структурных единиц $\sum m$, слагающих кристалл (на это число ионов распадается молекула), валентности ионов Z_1 и Z_2 и обратно пропорциональна радиусам действия атомов: r_k — катиона и r_a — аниона.

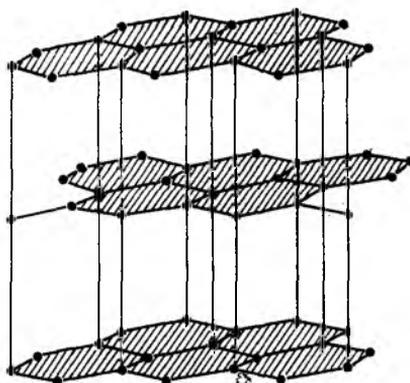
Чем выше энергия кристаллической решетки U , тем большей механической и химической прочностью обладает кристалл.

Ковалентная (атомная) связь в кристаллах осуществляется между соседними атомами в результате обобществления электронов из наружных оболочек (алмаз C , сфалерит ZnS). В первом приближении длину связи можно определить, пользуясь значениями ионных радиусов.

Металлическая связь свойственна металлам, в кристаллах которых положительно заряженные атомы окружены хаотически перемещающимися свободными электронами. Упрощенно эту связь можно представить как катионный «каркас», погруженный в «электронный газ».

В молекулярных кристаллах атомы группируются в молекулы, которые связаны остаточными (или ван-дер-ваальсовыми) силами. Это наиболее слабая в энергетическом отноше-

Рис. 5. Структура графита



нии связь, она проявлена в инертных газах и органических соединениях. В минералах такая связь существует совместно с ионной или ковалентной. Так, в кристаллах графита атомы углерода распределены в плоскости по вершинам смежных и равных шестиугольников (рис. 5). При этом у каждого атома углерода три внешних электрона имеют ковалентную связь, а четвертый остается свободным и образует электронный газ в пределах одного слоя. Между собой слои связаны ван-дер-ваальсовыми силами. Таким образом, в одном кристалле отмечается три типа связи: ковалентная, металлическая и молекулярная. Все они в той или иной степени проявляются в свойствах этого минерала. Такое сочетание различных типов связи свойственно всем или почти всем минералам.

Эффективные радиусы действия атомов

С помощью рентгеновских лучей в кристаллах определяются расстояния между центрами смежных атомов, которые для одного и того же вещества являются величиной постоянной. Сравнивая эти величины в одноптипных соединениях (табл. 2), можно сделать следующие выводы: 1) расстояние между двумя

Таблица 2

Расстояние между центрами смежных атомов в некоторых одноптипных соединениях, нм

Катион	Анион		Δd	Катион	Анион	
	Cl ⁻	F ⁻			O ²⁻	Se ²⁻
Na ⁺	0,281	0,231	0,050	Mg ²⁺	0,210	0,273
K ⁺	0,314	0,266	0,048	Mn ²⁺	0,224	0,273
Δd	0,033	0,035	—	Δd	0,014	0,00

рядом расположенными атомами в однотипных кристаллах зависит от свойств атомов; 2) каждый атом одного и того же химического элемента в однотипных структурах сохраняет свой размерный «пай», который он вносит в объем структуры; 3) расстояния между атомами обусловлено размерами как катиона, так и аниона.

На примере кислородных соединений Mg и Mn видно, что расстояния между атомами этих элементов различные. Однако в соединениях с Se расстояние между катионом и анионом остается неизменным — 0,273 нм. Следовательно, в соединениях с этим элементом длина связи определяется только атомами Se. Таким образом, в кристаллах разного состава атомы одного элемента занимают примерно один и тот же объем, внутри которого создается силовое поле действия атома. Форма этого поля неизвестна и условно принимается за сферу. Радиус этой сферы можно рассматривать как приблизительную характеристику поведения атома в структуре кристалла. Он называется эффективным (или кажущимся) радиусом действия атома; в дальнейшем для краткости будем именовать его радиусом действия атома. Размер радиуса действия атома пропорционален энергии связи, поэтому он является универсальной, но приблизительно константой атома, которая позволяет дать примерную энергетическую оценку структуры кристаллов.

Величина радиуса действия атомов находится в пределах 0,016 (C^{4+}) — 0,220 (I^{-}) нм. Радиус действия одного и того же элемента зависит от заряда. Как правило, нейтральные атомы имеют больше радиус, чем катион, и меньше, чем анион. Примером могут служить «размеры» атомов серы и железа (в нм): S^0 0,104; S^{6+} 0,034; S^{2-} 0,174; Fe^0 0,126; Fe^{2+} 0,083; Fe^{3+} 0,067. Чем больше заряд катиона, тем меньше радиус действия. У анионов, наоборот, радиус увеличивается с увеличением заряда.

Примерные радиусы действия ионов представлены в периодической таблице элементов Д. И. Менделеева, они определены для комнатной температуры и стандартных структур. По таблице Д. И. Менделеева в каждой группе радиус сверху вниз увеличивается, а в периоде слева направо — уменьшается. Такому правилу не подчиняются лантаноиды. В этой аномальной группе от La (№ 57) до Lu (№ 71) ионный радиус постепенно уменьшается от 0,122 до 0,099 нм. Это явление и было названо лантаноидным сжатием. Благодаря ему ионный радиус Hf^{4+} уменьшается примерно на 0,02 нм (как это проявляется во всех периодах) не от 0,122, а от 0,099 нм и таким образом этот элемент приобретает радиус сферы действия 0,077 нм, что равно или почти равно сфере действия Zr^{4+} . По этой же причине оказываются равными радиусы действия: Nb^{5+} и Ta^{5+} , Mo^{6+} и W^{6+} , Au^0 и Ag^0 .

Радиус действия атомов не строго постоянный; он зависит от структуры кристалла, «размеров» соседних ионов, а также

от температуры и давления. Особенно сильно изменяются форма и радиус действия крупных атомов под влиянием противоположно заряженных ионов. При этом нарушается симметрия строения атома, электроны смещаются относительно ядра в направлении мелких ионов с большим зарядом — происходит своеобразная деформация сферы действия. Проявление асимметрии распределения электронов под влиянием внешних зарядов называется *поляризацией*. Чем больше радиус действия иона и чем меньше его заряд, тем легче он поляризуется. Наибольшей поляризующей способностью обладают ионы с минимальным радиусом действия и большим зарядом (валентностью).

В результате поляризации ионов расстояние между катионом и анионом, расположенными рядом, не равно сумме радиусов их действия; оно, как правило, несколько меньше.

Величина ионных радиусов немного уменьшается с увеличением давления, но до 100 МПа это уменьшение настолько незначительно, что с ним можно не считаться. Сильнее изменяются радиусы действия при повышении температуры. Расширение каждого иона носит специфический характер. Радиус действия крупных ионов по сравнению с мелкими увеличивается медленнее, так что при некоторой температуре размеры аналогичных атомов настолько сближаются, что они в кристаллических структурах начинают замещать друг друга, как, например, K^+ и Na^+ .

Координационное число

Координационным числом (к. ч.) называется число одинаковых атомов, окружающих данный атом. Так, в структуре $NaCl$ к. ч. Na^+ и Cl^- равно 6. С увеличением к. ч. увеличивается расстояние между катионом и анионом. В справочниках по кристаллохимии приведены значения радиусов действия для к. ч., равного 6. Значение к. ч. в структуре кристаллов определяется соотношением размеров ионных радиусов. Геометрическим способом были установлены следующие пределы значения к. ч. для отношения радиуса катиона r_k к радиусу аниона r_a :

$\frac{r_k}{r_a}$	0	0,155	0,225	0,415	0,732	1
К. ч.	2	3	4	6	8	12

Пользуясь этой зависимостью, определим к. ч. магния в периклазе MgO

$$\frac{r_k}{r_a} = \frac{0,078}{0,132} = 0,59, \quad \text{т. е. к. ч.} = 6,$$

и кремния в кварце SiO_2

$$\frac{r_k}{r_a} = \frac{0,039}{0,132} = 0,296, \quad \text{т. е. к. ч.} = 4.$$

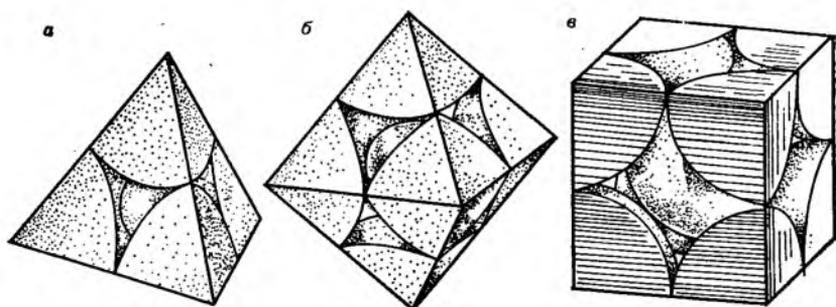


Рис. 6. Катионные многогранники:

a — к. ч. = 4 — тетраэдр $[\text{SiO}_4]$ в структуре силикатов; *б* — к. ч. = 6 — октаэдр $[\text{AlO}_6]$ в структуре корунда; *в* — к. ч. = 8 — куб $[\text{CaF}_8]$ в структуре флюорита

Представление о координационных числах в структуре кристалла дают катионные многогранники, которые можно получить, соединив прямыми линиями центры всех анионов, окружающих данный катион (рис. 6). Координационные числа в минералах однообразны, преобладают 4 и 6, редки структуры с к. ч. 3 и 8 и только для самородных элементов (Cu, Au, Pt и др.) характерно к. ч. 12.

Для неорганических соединений в начале XX в. Е. С. Федоров из сопоставления химического состава кристаллов и их степени симметрии нашел статистическое правило: чем проще химический состав кристаллов, тем выше их степень симметрии.

На основании рентгенометрического изучения кристаллов и сопоставления размеров слагающих их структурных единиц В. М. Гольдшмидт установил принцип: строение кристаллов определяется количеством и соотношением размеров структурных единиц, а также их поляризационными свойствами.

Плотнейшие упаковки шаров и методы изображения структур

На основе геометрического анализа структур кристаллов Е. С. Федоров пришел к выводу, что все царство кристаллов разделяется на два геометрических типа: кубический и гексагональный. Это положение известно под названием закона кристаллографических пределов: кристаллы идеальны или близки к ним. Закон кристаллографических пределов позволяет ввести плотнейшие укладки шаров для характеристики распределения анионов и катионов в кристаллическом пространстве.

Однородных плотнейших упаковок (упаковок) существует две: кубическая и гексагональная (рис. 7). Они обладают одинаковой плотностью — пространство заполнено в них на 74,05%. Пустоты в упаковках ограничены четырьмя (тетраэдрические) и шестью (октаэдрические) шарами. На n шаров

Рис. 7. Плотнейшие укладки шаров:

а — кубическая; б — гексагональная

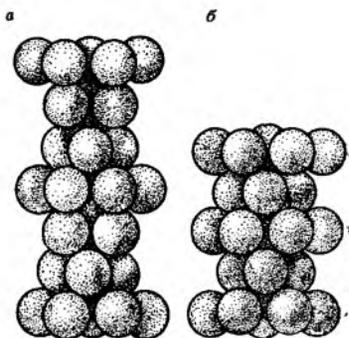
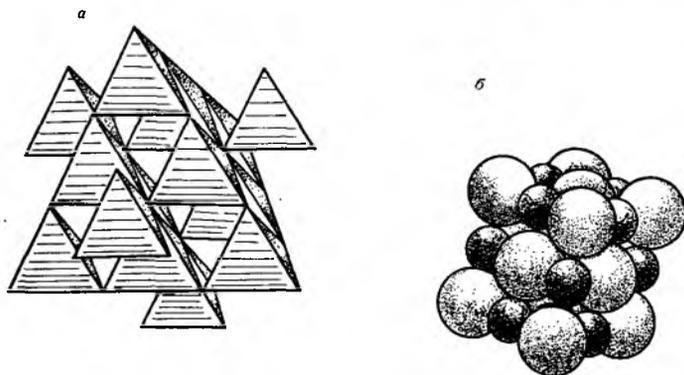


Рис. 8. Изображение структуры сфалерита ZnS с помощью катионных многогранников (а) и структуры галита $NaCl$ в виде плотнейшей упаковки шаров (б; крупные шары — ионы Cl^- , мелкие — ионы Na^+)



плотнейшей упаковки приходится n октаэдрических пустот и $2n$ тетраэдрических. Если диаметр шаров в упаковке D , то в октаэдрическую пустоту можно поместить шар диаметром $d_0 = 0,41D$, а в тетраэдрическую — шар диаметром $d_m = 0,22D$. В структуре кристалла ионного типа распределение анионов подчиняется кубическому или гексагональному закону, а катионы по особому порядку заполняют какую-то часть пустот.

Для минералога наиболее удобен графический метод изображения структур с помощью катионных многогранников (рис. 8, а). Сущность метода сводится к тому, что все кристаллическое пространство расчленяется на сравнительно простые полиэдры, в вершинах которых находятся анионы — наиболее крупные единицы постройки. На чертеже изображаются те многогранники, в центрах тяжести которых находятся катионы; пустые, незаполненные катионами многогранники не отмечаются. На таком чертеже сразу видны координационные числа катионов, распределение их в кристалле и геометрический тип структуры.

Большой наглядностью отличаются изображения в виде плотнейших упаковок из анионов с катионами в пустотах (см.

рис. 8, б), но такие изображения возможны только для простых соединений. Метод плотнейших упаковок удобен для словесного описания структуры, например структуры корунда Al_2O_3 : атомы кислорода образуют плотнейшую гексагональную упаковку, в которой $2/3$ октаэдрических пустот заняты атомами алюминия. Этот метод не дает точного изображения структуры, но для минералога во многих случаях точные размеры не нужны, а приблизительные — ясны из сопоставления ионных радиусов действия.

Классификация кристаллических структур

Все структурные типы минералов можно разделить на три группы: компактные, цепочечные и слоистые.

В компактных структурах распределение атомов в кристаллах равномерное. В этой группе выделяются три подгруппы структур: 1) координационные, в которых все пространство равномерно заполнено атомами, координационные многогранники обладают в большинстве своем одной формой (галит, корунд, пирротин); 2) островные, в которых отмечаются координационные многогранники по крайней мере двух типов, около некоторых катионов наблюдается повышенная концентрация анионов; такие структуры особенно характерны для солей кислородных кислот, например, кальцита $CaCO_3$, барита $BaSO_4$, шеелита $CaWO_4$ и др.; в этих кристаллах повышенное сгущение кислорода происходит около металлоида, в структуре появляются островки типа $[XO_4]^{n-}$ или $[XO_3]^{n-}$, которые связываются катионами; 3) каркасные, в которых катионные многогранники имеют одинаковую или разную форму; в таких структурах тоже наблюдаются «сгустки» и разряжения атомов, которые обусловлены ажурной структурной вязью с довольно крупными полостями; примером служат кварц и полевые шпаты.

В цепочечном типе структур отчетливо проявляется уплотнение вещества в кристаллах по линейным параллельным направлениям. Атомное уплотнение по цепочечным (или ленточным) направлениям едва ли превышает 10—12 %, однако существенно влияет на физические свойства кристаллов. К этому типу относятся, например, цепочки из кремнекислородных тетраэдров в структуре авгитов, сдвоенные цепочки — ленты — в структуре роговых обманок (рис. 9, а, б).

В слоистых структурах концентрация вещества происходит послойно. Слои скреплены остаточной, или ионной, связью. Особенно ярко слоистые структуры выражены в силикатах, где «радикал» представляет собой лист из кремнекислородных тетраэдров (см. рис. 9, в). Слоистые структуры возникают там, где имеются анионы, которые обладают большим радиусом действия и малым зарядом, т. е. могут легко поляризоваться. Например, вхождение аниона $(OH)^-$ в кристаллическую структуру

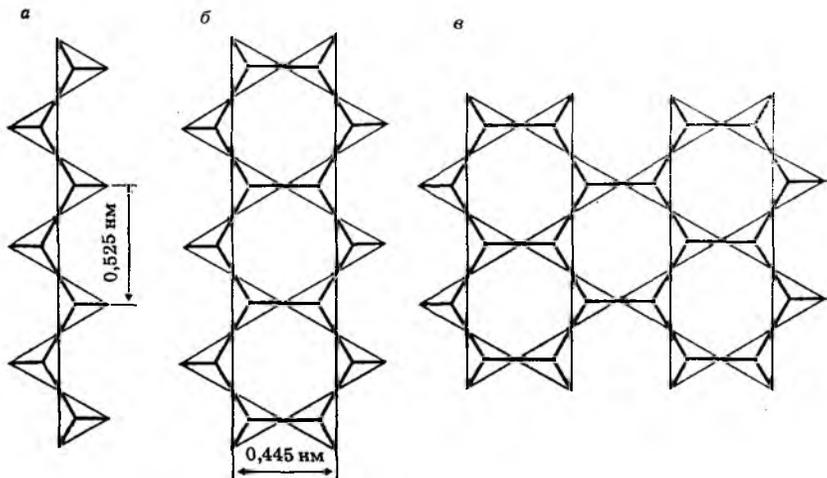


Рис. 9. Геометрическая форма радикалов в структуре силикатов:

а — цепочка $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ (пироксены); *б* — лента $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ (амфиболы); *в* — лист $[\text{Si}_2\text{O}_3]^{2-}$ (слюды)

ведет к слоистому распределению атомов. Таковы слюды, общая формула которых $\text{KR}_3^{3+}[\text{OH}]_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ или $\text{KR}_3^{2+}[\text{OH}]_2 \times [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$, где $\text{R}^{3+} = \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}$, а $\text{R}^{2+} = \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}$, а также тальк $\text{Mg}_3[\text{OH}]_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, каолинит $\text{Al}_4[\text{OH}]_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ и т. д. Вхождение гидроксильного аниона в небольшом количестве в решетку цепочечного силиката, например, роговой обманки $\text{R}_7^{2+}[\text{OH}]_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$, ведет к удвоению чистой цепочки, превращению ее в ленту. Когда катион небольшого размера и с большим зарядом соединяется с легкополяризующимся крупным анионом, почти всегда образуются слоистые структуры. Примером служат сульфиды мышьяка (аурпигмент As_2S_3) и молибдена (молибденит MoS_2).

Полиморфизм

Все химические соединения в зависимости от условий кристаллообразования принимают ту или иную кристаллическую структуру. Это свойство соединений называется *полиморфизмом*. Каждая структурная вариация соединения постоянного состава именуется *полиморфной модификацией*, являясь особым минеральным видом. Например, углерод, при кристаллизации которого может возникать либо координационная структура кубической сингонии, либо слоистая структура гексагональной сингонии, образует соответственно либо алмаз, либо графит; свойства этих минеральных видов резко отличны. В других случаях различия в свойствах полиморфных модификаций могут быть незначительными.

В связи с изменениями внешних условий полиморфные модификации взаимно превращаются. Однако некоторые модификации можно переохладить или перегреть на сотни градусов, но превращение пойдет с ничтожно малой скоростью, поэтому в одном и том же месте можно встретить две или три модификации одного и того же соединения, например, модификации TiO_2 — рутил, анатаз и брукит. В то же время существуют модификации со «строго фиксированной» (при данном давлении) температурой превращения. Например, β -кварц переходит в α -кварц при температуре 573°C (в природных кварцах она немного изменяется в связи с наличием химических примесей в решетке минерала). Направление каждого «монокотропного» превращения можно изменить, но для этого необходимо решительно изменять температуру и давление. Так, при высоких температуре и давлении графит переходит в алмаз (на этом основан синтез алмазов). Высокотемпературная модификация какого-либо конкретного соединения, как правило, имеет более высокую симметрию.

Для некоторых химических соединений возникновение определенной модификации в основном связано с температурой. Ниже некоторого значения температуры устойчива одна модификация (например, β -кварц), выше — другая (α -кварц). Такие модификации используются как геологические термометры. Надежность таких «термометров» определяется точностью признаков преобразования одной полиморфной модификации в другую. Это замечание в первую очередь относится к превращению $\alpha \rightleftharpoons \beta$ кварца при температуре около 573°C . В структуре и ограничении индивидов этих минералов полиморфные превращения не фиксируются. Только изредка в пегматитах и некоторых кварцевых жилах Березовского месторождения встречаются кристаллы дымчатого горного хрусталя, которые пронизаны густой сетью «залеченных» трещин, с массой микроскопических пузырьков газо-жидких включений; такой кварц получил название «сотовый». Еще одна его отличительная особенность — огромное количество сложнейшей конфигурации дофинейских двойников. Так проявилось высокотемпературное происхождение этих кристаллов дымчатого кварца. В зернах кварца из гранитов и некоторых эффузивных пород подобных и других признаков высокотемпературного происхождения нет.

Дефекты строения кристаллов

Нарушения периодичности строения кристаллов можно условно разделить на две группы: макро- и микродефекты, между которыми существуют непрерывные переходы.

Макродефекты представляют собой нарушения однородности строения кристалла, границы раздела между ними имеют раз-

мер более половины длины волны видимой части спектра. Поэтому границы и блоки в макродефектах обнаруживаются оптическими методами исследования. Среди кристаллов кварца и других минералов выделяются два типа строения: блочное и однородное. Например, в кристаллах горного хрусталя блочного строения можно заметить довольно однородные фрагменты, имеющие форму трехгранных призм, которые соединяются в осевой части кристалла в однородную массу. На срезе таких кристаллов, перпендикулярном оси L_3 , иногда видны границы блоков, которые веером расходятся из центральной части кристалла. Кристаллы кварца блочного строения при воздействии на них HF мутнеют, поскольку кислота по границам блоков проникает внутрь кристалла и растворение идет как с поверхности, так и изнутри. В оптическом отношении такие кристаллы обнаруживают явление «свилей». Кристаллы однородного строения равномерно, постепенно, только с поверхности растворяются в HF и обладают полной оптической однородностью. В каждой кварцевой жиле встречаются кристаллы только одного типа — однородного или блочного строения.

Макродефекты в кристаллах лучше всего наблюдаются на гранях (паркетоподобное строение), на плоскостях спайности или поверхности излома, где границы однородных блоков, двойниковые швы и залеченные трещины видны в виде четких линий, а если кристалл переполнен дефектами, то грани и плоскости спайности искривлены, характеризуются «мерцающим» или матовым блеском.

Микродефекты разделяют кристалл на блоки, величина которых сравнима с размером кристаллической ячейки (10^{-7} и 10^{-5} см), поэтому оптически их обнаружить невозможно. Такие несовершенства придают строению кристаллов мозаичный характер. По форме микродефекты можно разделить на изометричные (дырки, или вакансии, и межузловые атомы в решетке) и линейные (дислокации — рис. 10).

Вакансии обусловлены тем, что часть узлов решетки не занята атомами. В кристаллах ионного типа вакансии могут быть в результате выпадения катионов или анионов. К этому же типу дефектов относится внедрение дополнительных атомов в промежутки между узлами решетки кристалла.

Дислокации представляют собой нарушения в чередовании плоских сеток: возникают они в результате обрыва сетки внутри структуры (краевая и винтовая дислокации).

Число дислокаций колеблется от 10^{-2} до 10^{12} на 1 см^2 сечения кристалла. Изометричные и линейные дефекты могут взаимно замещаться. Их число и распределение в кристаллическом пространстве зависят от многих причин: условий роста, последующей механической обработки индивида, температуры и т. д. Особенно важное значение имеют примеси, температура и механические деформации.

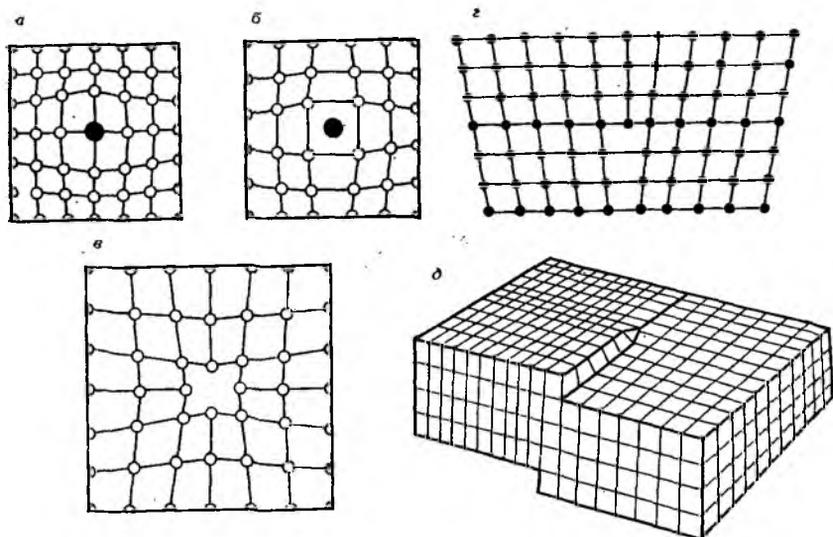


Рис. 10. Микродефекты в структуре кристаллов:

a—*в* — точечные (изометричные): *a* — атом крупных размеров в решетке кристалла, *б* — атом в межузлии, *в* — свободный узел (вакансия); *г*—*д* — дислокации: *г* — краевая, *д* — винтовая

В кристаллической решетке дефекты обычно не остаются на месте, они перемещаются в результате разности их концентраций ΔC , температуры ΔT , теплового движения, напряжения и т. д. Из кристалла дефекты переносятся на его поверхность, и наоборот, внутри кристалла за счет окружающей среды их число может возрастать. При наличии дефектов в кристаллах происходит массоперенос, перемещающиеся дефекты обуславливают движение атомов в кристаллической решетке и дырочную электропроводность в полупроводниках. Скорость движения точечных дефектов сильно зависит от температуры, однако при нормальных условиях она имеет значение 10^{-12} см/с. В природных кристаллах заметного движения макродефектов — двойниковых швов, границ раздела макроблоков, залеченных трещин — не отмечено.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Модельный состав

Модельный состав минералов устанавливается законами постоянства состава и кратных отношений. Согласно первому закону каждое химическое соединение имеет вполне определенный состав, т. е. состав химического соединения не зависит от способа его получения. Закон кратных отношений заключается

в следующем: если два элемента образуют друг с другом несколько химических соединений, то соответственные количества их в каждом соединении должны относиться между собой как небольшие целые числа; иными словами, химические соединения формируют целые атомы. Эти два предельных закона определяют модельный состав минералов. Первый из них позволяет выражать состав минералов в виде формул, второй — применять в этих формулах коэффициенты в целых числах.

Любое природное или искусственное соединение не подчиняется этим законам, но приближается к ним. В отношении минералов закон постоянства состава можно перефразировать следующим образом: конституция минерального индивида не зависит от способа его происхождения, однако нарушения конституции являются следствием совокупности всех условий возникновения и последующих изменений индивида в земной коре. Только по отклонениям конституции реального вещества от модельных представлений можно судить о влиянии на минеральное вещество внешних условий, в которых индивиды его выросли и находились.

Твердые растворы

Химический состав минералов чаще более сложный, чем модельный; к каждой химической формуле минерала нужно было бы прибавить примеси (например, пирит: $\text{FeS}_2 + \text{примеси}$), но из-за неудобства использования таких громоздких формул этого не делается. Однако при изучении химического состава минерала примеси являются главной темой исследований.

Примеси в минералах разделяются на структурные и механические. *Структурные примеси* входят в кристаллическую решетку, размеры их отдельных частиц менее 1 нм. По своей физической природе такие примеси превращаются в раствор. Растворителем служит кристалл — твердое тело, а растворимым телом — структурная примесь. Поэтому подобные растворы получили название твердых. Примеси относятся к *механическим* в том случае, когда частицы в растворе имеют диаметр более 10 нм; их уже можно обнаружить при помощи ультрамикроскопа. При несколько большем размере в прозрачных средах при косом освещении наблюдается рассеивание света — явление Тиндала. Такая система уже неоднородная, гетерогенная. Она называется *коллоидом*, растворитель в ней — дисперсной средой, а растворенное тело — дисперсной фазой. В минералах дисперсная среда представляет собой кристалл, поэтому такие системы получили название кристаллозоли (аметист, синяя каменная соль и др.). Коллоидными системами считаются растворы только при степени дисперсности примесей до 100 нм (10^{-5} см).

В том случае, когда примеси в кристаллах имеют размер частиц более 10^{-5} см, они уже видны в микроскоп, а при еще больших размерах — и простым глазом. Такие системы «кристалл — включения» следует называть грубыми дисперсиями. Каждый минерал всегда содержит все три группы примесей, но часто преобладает какой-нибудь один тип, являющийся как бы ведущим.

По способу размещения атомов растворенного вещества в кристаллах-растворителях различают твердые растворы замещения, внедрения и вычитания.

В *твердых растворах замещения* атомы растворенного тела замещают атомы растворителя (атом за атом). Это явление было открыто в 1819 г. Э. Митчерлихом при наблюдении за кристаллизацией из водного раствора солей K_2HPO_4 и K_2HAsO_4 . Если в растворе находились фосфат и арсенат калия, то выпадали однородные кристаллы смешанного состава. Это явление было названо *изоморфизмом*. Такие соединения по отношению друг к другу называются *изоморфными*.

Изоморфные замещения могут быть неограниченными, когда соединения смешиваются в любых отношениях ($Au-Ag$), и ограниченными, когда одно вещество растворяется в другом в некотором предельном количестве ($Ag-Zn$ до 36 %). В твердых растворах замещают друг друга как атомы, так и ионы. Ионы могут быть равной валентности — изовалентный изоморфизм ($Zn^{2+} - Cd^{2+} - Fe^{2+} - Mn^{2+}$) и разной — гетеровалентный изоморфизм ($Na^+ - Ca^{2+} - Y^{3+}$).

В начале XX в. В. И. Вернадский установил группы химических элементов, атомы которых способны замещать друг друга. Эти группы теперь известны под названием «изоморфные ряды Вернадского». В этих рядах римские цифры означают замещение химических элементов в минералах: I — коры выветривания, II — метаморфических горных пород, III — массивно-кристаллических пород (магматических):

1. $Al, Fe, Cr, Mn, B, (Y), (Ce), V$

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$
 $\underbrace{\hspace{10em}}_{II}$
 $\underbrace{\hspace{10em}}_{III}$

2. Ba, Ca, Sr, Pb

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$

3. Br, I, Cl, F, OH

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$
 $\underbrace{\hspace{10em}}_{II, III}$

4. $V, P, As, Sb?$

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$

5. Bi, Sb, As

$\underbrace{\hspace{10em}}_{II, III}$

6. $NH_4, K, Na, Cs, Pb, Tl, Li$

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$
 $\underbrace{\hspace{10em}}_{II, III}$

7. W, Mo

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$

8. Ge, Sn

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$

9. $Mg, Mn, Fe, Zn, Cd, Cu, Ni, Co$

$\underbrace{\hspace{10em}}_I$
 $\underbrace{\hspace{10em}}_{II, III}$

10. Au, Ag, Hg, Cu

$\underbrace{\hspace{10em}}_{II, III}$

11. $\underbrace{\text{Pt, Fe, Pd, Ir, Rh, Cu}}_{\text{III}}$

12. $\underbrace{\text{Os, Ru, Rh, Ir}}_{\text{III}}$

13. $\underbrace{\text{Ca, Mn, Mg}}_{\text{I}}$

II, III

14. $\underbrace{\text{O, F, OH}}_{\text{III}}$

15. $\underbrace{\text{Co, Fe, Ni}}_{\text{I}}$

II, III

16. $\underbrace{\text{Si, Ti, Zr, Th}}_{\text{II, III}}$

17. $\underbrace{\text{Nb, Ta}}_{\text{III}}$

18. $\underbrace{\text{S, Se, Te}}_{\text{II, III}}$

Изоморфные ряды В. И. Вернадского, как правило, не совпадают с группами периодической системы Д. И. Менделеева.

Они позволяют определять наиболее вероятные изоморфные примеси в минералах и показывают закономерности совместного нахождения химических элементов в природе, которые иногда называют парагенезисом химических элементов. Буквальный перевод слова парагенезис — совместно рожденные; в данном случае имеется в виду совместное нахождение химических элементов в кристаллической решетке.

В 20-х годах XX в. было замечено, что изоморфно замещаются химические элементы, у которых различия «размеров» атомных или ионных радиусов находятся в пределах 10—15%. Достаточно сравнить ионные радиусы элементов любого ряда Вернадского, чтобы убедиться в справедливости этого положения.

Несколько позднее В. М. Гольдшмидт установил правило изоморфизма: химические соединения способны изоморфно замещать друг друга тогда, когда они имеют аналогичные химические формулы и когда у соответственных ионов обоих веществ заряды одинаковы по знаку, а размеры и степень поляризации не выходят за известные пределы. В этом выражении под аналогичными формулами подразумеваются такие, в которых числа положительных и отрицательных ионов одного вещества равны соответствующим числам другого. Таковы альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Эти соединения и их изоморфная смесь представляют собой плагиоклазы. Элементарные ячейки обоих веществ должны быть сходными по размерам и симметрии.

При написании формул изоморфных смесей принято ставить в простые скобки через запятые символы химических элементов, изоморфно замещающих друг друга. Формула вольфрамита, являющегося раствором гюбнерита MnWO_4 и ферберита FeWO_4 , изображается так: $(\text{Fe, Mn})\text{WO}_4$. Если известны содержания в этом твердом растворе гюбнерита m и ферберита n , то формулу вольфрамита можно представить как $(\text{Fe}_n\text{Mn}_m)\text{WO}_4$, где n и m — дробные числа, сумма которых равна единице.



Рис. 11. Графическое изображение твердого раствора из двух компонентов: золото — серебро

Наглядное представление о минералах переменного состава дают графические изображения растворов. Для раствора из двух компонентов график строят в виде прямой, на ее концах количество одного компонента равно 100 %, второго — 0 %, в промежутке содержание пропорционально длине отрезка от его начала. Так можно показать, например, состав минералов в группе золото — серебро (рис. 11).

Много недоразумений вызывает принцип выделения минеральных видов. Наиболее простой прием предложен А. К. Болдыревым: чистыми считать виды, содержащие до 25 % другого компонента, а растворами — промежуточный вид с концентрацией другого компонента от 25 до 75 %, присваивая ему особое название, например, электрум для раствора золото — серебро (см. рис. 11). Некоторые исследователи «лишают» названия минералы, представляющие собой изоморфные смеси промежуточного состава, такие, например, как электрум.

Здесь следует отметить, что минеральный вид и его название играют совершенно иную роль, нежели формально сходные с ними понятия вида и «разновидности» в биологических науках. Название минерала в нашей науке применяется как условное краткое обозначение объекта, который отражает не только физико-химическую природу, но и геологические условия нахождения минерала в природе. Например, минерал пизанит $(\text{Cu, Fe})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (купромелантерит) образуется из водных растворов в восстановительной среде, в которой сульфаты железа двухвалентные. В окислительной среде соли их неустойчивые — гидролизуются, и в конечном счете возникают гидроксиды железа (лимонит и др.), а медь мигрирует в окружающее пространство, где в зависимости от pH и концентрации кислорода формируются карбонаты, фосфаты, сульфаты или другие соли кислородных кислот. Сходный по составу с пизанитом минерал кировит (магниомелантерит) образуется также при окислении пирита, но в относительно бедной кислородом среде, содержащей ионы Mg^{2+} , которые появились в растворе в результате разложения силикатов или карбонатов. В окислительной среде Fe^{3+} и Mg^{2+} разделяются: Mg^{2+} может входить в состав эпсомита, а железо — гидросульфатов или гидроксидов. Следовательно, в геолого-минералогических науках название минерала — не только его краткое обозначение; оно несет и важную геологическую нагрузку. Какое слово нужно применять для

обозначения минерала: пизанит или купромелантерит — дело «вкуса».

Для изображения состава из трех компонентов используют свойства равностороннего треугольника: сумма перпендикуляров на стороны из любой точки равностороннего треугольника равна его высоте: $a + b + c = h$ (рис. 12).

Если в вершинах треугольника количество составных компонентов равно 100 %, то на противоположных сторонах — 0 %. Так, содержание компонента *A* в вершине треугольника составляет 100 %, на стороне *BC* — 0 %, а в точке *N* — пропорционально длине отрезка *a*. Так же изображается содержание и двух других компонентов, причем $A + B + C = 100$ %. На рис. 13 представлен состав полевых шпатов.

В *твердых растворах вычитания* часть узлов в кристаллической решетке оказывается свободной (вакансии). В соединении FeO (вюстит) молекулярное количество кислорода всегда больше соответственно количества железа, потому что часть мест в структуре, которые должны занимать атомы Fe, оказались свободными. То же наблюдается в пирротине FeS, где количество серы всегда больше, чем требуется по формуле.

В *твердых растворах внедрения* атомы растворенного компонента находятся в свободных промежутках (межузлиях) решетки растворителя. Например, аустенит FeC₃ — наиболее прочная фаза сталей.

Свойства твердого раствора можно вычислить как средневзвешенные (правило аддитивности). Так, плотность ρ плагиоклаза, содержащего *m* % анортита, можно вычислить по формуле:

$$\rho = \frac{2,61(100 - m) + 2,75m}{100},$$

где 2,61 и 2,75 — плотность соответственно альбита и анортита, г/см³.

Распад твердых растворов. Способность компонентов образовывать однородные по составу твердые растворы существенно зависит от температуры *T* и давления *P*. Давление оказывает более слабое влияние по сравнению с температурой, поэтому с этим параметром в первом приближении можно не считаться. Что касается температуры, то для ряда соединений растворимость настолько чувствительна к ней, что по отношению между компонентами в твердом растворе определяется примерная температура образования этого раствора. При этом допускается, что в среде, в которой идет процесс кристаллизации минерала, всегда находится количество компонентов, достаточное для формирования насыщенного для данной температуры твердого раствора. Особенно важное значение имеет способность калий-натриевых полевых шпатов изменять предельный состав в зависимости от температуры образования минерала. Поэтому неко-

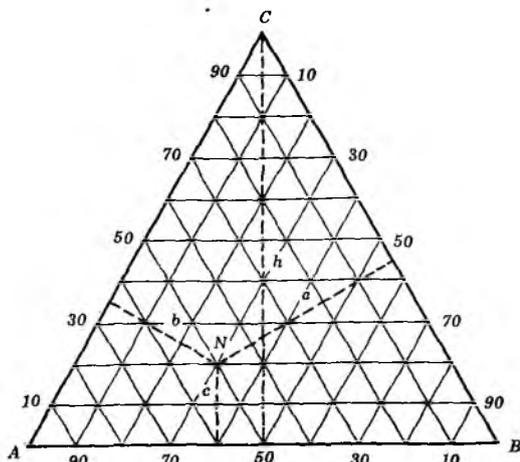


Рис. 12. Треугольник для изображения состава твердого раствора из трех компонентов

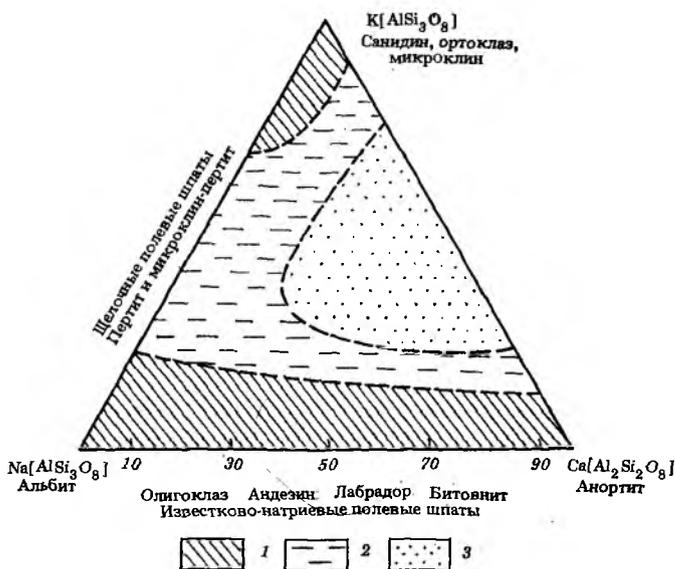


Рис. 13. Изоморфизм в группе полевых шпатов:

Твердые растворы устойчивы при всех температурах (1), при высоких температурах (2), неустойчивы при всех температурах (3)

которые твердые растворы являются геологическими термометрами. Однако такими термометрами можно пользоваться, если установлено, что после возникновения минерального индивида его состав существенно не изменился.

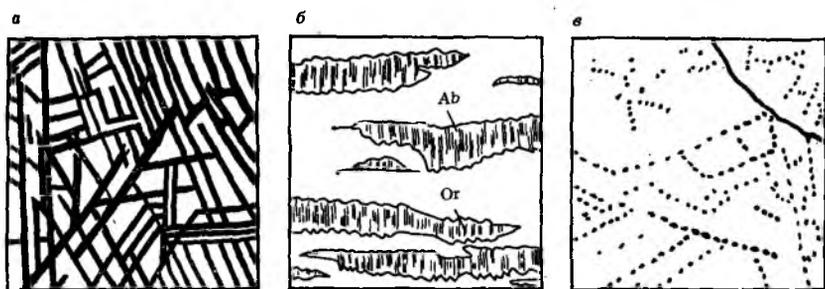


Рис. 14. Структуры распада твердых растворов:

а — решетчатая — ильменит в магнетите; б — пертитовая — альбит (Ab) в ортоклазе (Or); в — эмульсионная — халькопирит в сфалерите

Для ряда веществ зависимость растворимости от температуры и давления не устанавливается; таковы, например, золото Au и серебро Ag, гематит Fe_2O_3 и ильменит $FeTiO_3$. Растворимость гематита и ильменита неограничена при $T > 350^\circ C$, а при более низкой температуре эти соединения не дают раствора. Такой однородный твердый раствор, как $Fe_2O_3-FeTiO_3$, представляющий собой одну фазу, при падении температуры становится пересыщенным, поэтому происходит распад твердого раствора с образованием двух фаз (двух ми-

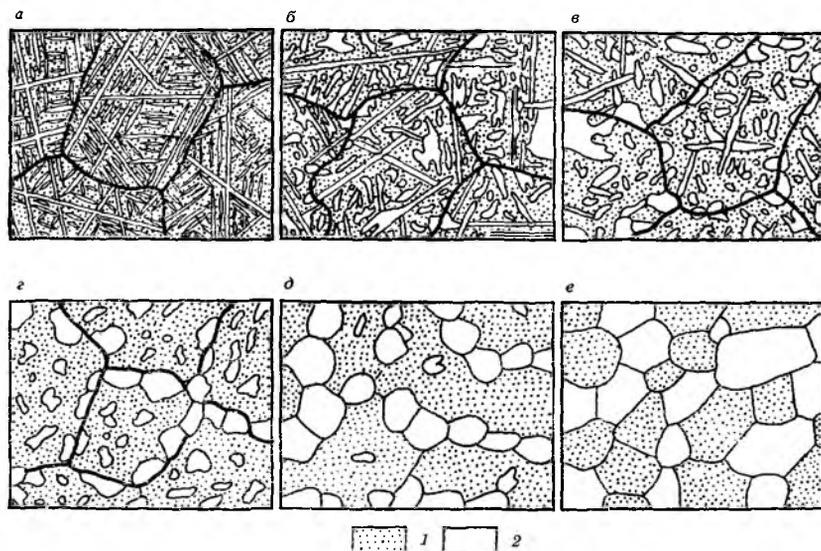


Рис. 15. Схема перекристаллизации титаномагнетитовых руд. По Соколову Ю. А.:

а — решетчатая структура распада; б—д — стадии перекристаллизации; е — ильменит-магнетитовый агрегат.

1 — магнетит; 2 — ильменит

нералов): ильменита и гематита. Причем в ильмените остается небольшой избыток гематита, а в гематите — ильменита.

В возникших в результате распада твердого раствора минералах появляются характерные сростания, которые называются *структурами распада*. Часто наблюдаются структуры распада решетчатые, пертитовые и эмульсионные (рис. 14). В домикроскопический период в минералогии такие неоднородные вещества принимались за одну фазу и получили специальные названия, которыми удобно пользоваться и в наше время. Так, решетчатое сростание магнетита и ильменита называется титаномагнетитом, пертитовое гематита и ильменита — вашингтонитом, а ортоклаза и альбита — пертитом.

Структуры распада часто полностью изменяются в результате процесса перекристаллизации под влиянием внешних воздействий. Так, перекристаллизация титаномагнетита может привести к образованию равномернозернистых ильменит-магнетитовых агрегатов (рис. 15).

Изменение химического состава минералов

Химический состав минерала, который мы наблюдаем в настоящее время, только отдаленно отражает состав той твердой фазы, из которой он возник. В процессе продолжительной и многообразной жизни минерала в земной коре его состав всегда в той или иной степени изменяется. Изменение первичного состава минералов может быть вызвано следующими причинами.

1. Диффузия — самопроизвольное выравнивание концентрации — является универсальным преобразованием состава минеральных индивидов. Она осуществляется преимущественно в результате дефектов в кристаллах. В совершенном кристалле диффузия невозможна, но реально такой кристалл не может образоваться и тем более «существовать» в природе; при явлениях флуктуации, которые неизбежны в реальном теле, идеальный кристалл «взорвется». Причиной перемещения атомов в кристаллической решетке является их тепловое движение, которое ведет к выравниванию состава. Диффузия возникает только при наличии градиентов концентрации: дефектов, примесей и т. д. В кристаллах диффузия происходит в результате перемещения атомов по вакансиям, межузлиям или обмена местами соседних атомов.

Процессы диффузии в твердых телах подчиняются закону Фика

$$m = D \frac{dC}{dx},$$

где m — мощность диффузионного потока в единицу времени (с) через единицу площади (см²); D — коэффициент диффузии; $\frac{dC}{dx}$ — градиент концентрации.

Значение D для твердых тел составляет $n \cdot 10^{-10}$ см²/с. С повышением температуры оно увеличивается по экспоненциальному закону и описывается выражением

$$D = D_0 e^{-\frac{W}{kT}},$$

где D_0 — частотный множитель, значение которого для каждого вещества различное и колеблется в широких пределах — от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^{14}$ см²/с; e — основание натурального логарифма; W — энергия активации; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура. Так, коэффициент диффузии меди в золоте при температуре 300 °С равен $1,5 \cdot 10^{-13}$ см²/с, а «блуждание» углерода по межузлиям решетки железа при температуре около 900 °С идет при $D = 1,1 \cdot 10^{-6}$ см²/с. В неметаллических соединениях при температуре порядка 100—200 °С коэффициент диффузии на три-четыре порядка ниже по сравнению с металлами.

Проявление диффузии в минералах мы видим при распаде твердых растворов. При этом более или менее однородная система в твердом состоянии разделяется на две или три фазы разного состава, например из титанистого магнетита образуются магнетит и ильменит. При перекристаллизации решетчатой структуры распада титаномагнетита перенос массы в твердых телах идет за счет диффузии. Все процессы изменения химического состава минералов так или иначе связаны с диффузией, которая приводит не только к выносу вещества из решетки кристалла, но и к привносу в него новых атомов из окружающей среды: привнос и вынос вещества в кристаллах равновероятны. В результате привноса в природных кристаллах иногда образуются новые фазы. Например, в совершенно однородных зернах гранулированного кварца наблюдаются «идеальные» кристаллы магнетита в форме октаэдра. При этом достоверно устанавливается более позднее по отношению к кварцу формирование магнетита.

Явления диффузии здесь рассматривались в упрощенной форме — в изотропной среде. Значительно усложняется картина, если учесть векториальность кристаллического пространства.

2. Ядерные реакции и действие жестких излучений на атомы и кристаллическую структуру изменяют химический состав и вызывают иногда разрушение кристаллической решетки. Все минералы, в состав которых входят U и Th, содержат повышенное количество Pb и He, которые образовались в результате радиоактивного распада, например, $^{235}_{92}\text{U} \rightarrow ^{206}_{82}\text{Pb} + 8^4_2\text{He}$. Количество радиогенных Pb и He в U—Th-минералах приблизительно пропорционально возрасту последних.

Особое значение для геологов имеет радиоактивность, связанная с изотопом ^{40}K . Содержание этого изотопа от общего количества K составляет 0,012 %. Распад его происходит по реак-

циям ${}_{19}^{40}\text{K} + \bar{e} \rightarrow {}_{18}^{40}\text{Ar} + \gamma$, ${}_{20}^{40}\text{K} \rightarrow {}_{20}^{40}\text{Ca} + \bar{e}$. Таким образом, во всех минералах, содержащих К, всегда есть Ar и Ca. Количество их тем больше, чем больше возраст минералов. На этом основан К-Ar метод определения абсолютного возраста горных пород.

Под влиянием ядерных частиц, которые выделяются при радиоактивном распаде Ra, в присутствии Be могут произойти следующие ядерные реакции: ${}^9_4\text{Be} + {}^4_2\text{He} \rightarrow {}^{12}_6\text{C} + {}^1_0n$; ${}^9_4\text{Be} + {}^1_0n \rightarrow {}^6_2\text{He} + {}^4_2\text{He}$; ${}^6_3\text{Li} \rightarrow {}^3_3\text{Li} + \bar{e}$, что ведет к изменению состава минералов. В бериллах из пегматитовых жил, где содержатся U и, следовательно, Ra, всегда наблюдаются повышенные количества He.

Около радиоактивных минералов бесцветные минералы приобретают характерную окраску: ортоклаз и кальцит — красную, флюорит — фиолетовую, кварц — дымчатую и черную. Причины изменения окраски минералов под влиянием облучения жесткими лучами пока точно неизвестны. Горный хрусталь черной окраски называется морионом; при температуре 300—350 °C эта окраска исчезает, минерал выцветает, превращаясь в горный хрусталь. Облучая горный хрусталь рентгеновскими лучами, черную окраску можно восстановить. При таком изменении окраски изменяется и плотность минерала. Кристаллы кварца черной и дымчатой окраски имеют плотность меньшую, чем бесцветный горный хрусталь; различие в плотности достигает 250 мг/см³.

В ряде сложных оксидов (самарскит, эшинит, бетафит) и силикатов (циркон, ортит), содержащих U и Th, может совершенно разрушаться кристаллическая структура, вещество минерала переходит в аморфное, стекловидное состояние. При этом изменяется химический состав, увеличивается количество H₂O, уменьшается плотность, понижается показатель преломления и т. д. Этот процесс изменения минералов называется *метамиктным распадом*.

3. Катионный обмен кристаллов с окружающей средой изучен на цеолитах, которые способны быстро отдавать часть своих катионов в водный раствор, забирая из него другие элементы. Так, натролит $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ забирает из раствора Ca^{2+} и отдает Na^+ . Этот процесс обратимый. Катионный обмен в цеолитах напоминает изоморфное замещение: $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$, но есть и такой обмен: $\text{Ca} \rightleftharpoons 2\text{Na}$. Эта особенность цеолитов используется в технике для смягчения жестких вод.

Помимо замещения при катионном обмене важную роль играют и сорбционные процессы, особенно в листовых силикатах тонкозернистого строения. К поверхности этих минералов прилипают из окружающей среды многие атомы и соединения, а иногда они поглощаются в объеме всей структурой. Особенно эффективно поглощение воды минералами группы монтмориллонита, при этом объем решетки увеличивается почти на 100 %.

4. Окислительно-восстановительные процессы могут привести к изменению валентности некоторых химических элементов, например железа, атомы которого в зависимости от кислородного режима находятся в форме Fe^{3+} или Fe^{2+} . Изменение валентности атомов железа легко наблюдать на примере хризотил-асбеста или рутила. Хризотил-асбест при нагревании до 250°C чернеет, а в растворе H_2O_2 принимает снежно-белую окраску. Рутил при нагревании до 800°C со смесью древесного угля под слоем графита приобретает черную окраску — становится нигрином. В связи с этим увеличивается его магнитная восприимчивость. У тех же кристаллов при нагревании на воздухе (в окислительной среде) появляется красная окраска, что и служит доказательством реакции $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$, которая осуществляется в кристаллическом веществе. В уранините UO_2 самопроизвольно, даже в восстановительной среде, идет процесс самоокисления $\text{U}^{4+} \rightarrow \text{U}^{6+}$, так что с течением времени в уранините увеличивается количество кислорода.

5. Упорядочение строения кристаллической решетки сопровождается очищением кристалла от примесей. Распад твердых растворов — частный случай этого явления, которое протекает с большой скоростью и в очень больших масштабах. Нередко в минералах наблюдаются процессы выноса примесей из решетки. Так, золото из россыпей всегда имеет более высокую пробу, чем золото из коренных месторождений, за счет которых образовались эти россыпи. Это явление обусловлено выносом Ag из кристаллической решетки в результате диффузии.

В энергетическом отношении явление очищения состава минеральных индивидов рассматривается как уменьшение их энтропии в связи с понижением температуры, что ведет к появлению более совершенных кристаллов, энтропия которых стремится к нулю. Замечено, что при понижении температуры образования минералов химический состав их становится проще, а степень симметрии повышается, что также свидетельствует об уменьшении энтропии кристаллов, усовершенствовании их внутреннего строения, приближении к более совершенному порядку в атомном строении твердого тела. Иными словами, как правило, чем ниже температура геохимического процесса, тем более совершенными становятся состав и строение кристаллов, которые при этом формируются. Однако под влиянием внешних условий, связанных с повышением температуры, состав кристаллов усложняется, количество дефектов возрастает. Таким образом, в истории минерального индивида непрерывно идут процессы упорядочения строения и обратный ему — разупорядочения.

Включения в минералах

По агрегатному состоянию инородные тела в минералах могут быть твердыми, жидкими и газообразными. Жидкость и газ

(пар), соответствующий ей, всегда находятся в равновесии, поэтому такие включения называются газожидкими. По времени образования различают включения первичные и вторичные. Первичные возникают одновременно с ростом кристалла-хозяина. Вторичные включения попадают в кристалл после его формирования; при этом процесс кристаллизации минерала может еще продолжаться, но включения проникают в него как в твердую фазу.

Твердые включения исключительно разнообразны и могут находиться во всех кристаллических минералах. Например, в кристаллах алмаза встречаются включения осколков других индивидов алмаза, графита, магнетита, хромита и т. д. Твердые включения хорошо видны в прозрачных минералах. Значительно сложнее выявить их, если минерал непрозрачен. Для этого применяют вскрытие индивидов: разбивание, шлифовку и полировку. Включения в минералах определяются визуально, часто невооруженным глазом и с помощью лупы или микроскопа.

Первичные включения могут захватываться растущим кристаллом, попадая в него при оседании из того пространства, где идет минералообразование. Это своеобразная «геологическая пыль», которая консервируется кристаллом на многие миллионы лет. Очевидно, такая пыль попадает в кристалл, если он формируется в полости, заполненной раствором, который обладает малой вязкостью и находится в относительном покое.

Оседает пыль под действием силы тяжести, она распределяется в кристалле неравномерно, ее больше на верхней части растущего кристалла и нет или очень мало на нижней. Первичные твердые включения позволяют ориентировать кристалл относительно направления силы тяжести. При падении пылевидные частицы прилипают к граням кристалла, которые позднее зарастают, а «присыпка» остается, она фиксирует грани, которых теперь уже нет. «Присыпки» могут вскрыть некоторые детали процесса кристаллизации; так, включения в горном хрустале из жил альпийского типа свидетельствуют о весьма стабильном состоянии раствора, в котором идет процесс кристаллообразования, так как «посторонняя» для кристалла пыль «движется» только под действием силы тяжести.

Кроме того, кристаллы способны захватывать, поглощать и консервировать твердые частицы, стоящие на пути их роста. Так, некоторые кристаллы горного хрусталя заключают в себе тонкие игольчатые кристаллы рутила, тремолита или актинолита. Такие кристаллы кварца на Урале получили название «волосатики».

Иногда кристаллы кальцита или гипса образуются в песке и захватывают его так, что песок занимает более половины объема кристалла-хозяина. Такие структуры кристаллов называются пойкилитовыми.

Далеко не всегда посторонние частицы, стоящие на пути роста кристалла, попадают внутрь его. Так, в глинах вырастают совершенно чистые или относительно чистые кристаллы гипса. При кристаллизации этого минерала глина растворяется и выносится или частично отталкивается от его индивидов. Таким образом, одни грани оказываются загрязненными включениями, а другие содержат включений меньше, что ведет к возникновению структуры песочных часов.

Как уже отмечалось, вторичные включения образуются в минерале-хозяине, когда он уже существует как твердое тело. Это может происходить в результате распада твердого раствора или химических реакций, когда замещается кристалл-хозяин. Можно провести опыт: в трещину гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ввести каплю насыщенного водного раствора Na_2CO_3 . Через непродолжительное время в трещинке возникнут кристаллики кальцита CaCO_3 в форме ромбоэдра, образовавшиеся метасоматически по реакции $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{Na}_2\text{SO}_4$. Эта реакция осуществляется при участии воды, которая только увеличивает подвижность ионов, участвующих в этом процессе.

Процессы замещения в земной коре разнообразны и многочисленны. Так, кварц замещается полевым шпатом, полевые шпаты — слюдами, хлоритами, сульфидами и т. д. П. И. Кутюхин описал замещение горного хрусталя из Березовска айкинитом; имеются признаки развития длинных и тонких игл рутила, а также сагенита — сетчатых двойниковых сростаний — в кристаллах горного хрусталя с Южного Урала. Установить замещение одного минерала другим трудно. Однозначно решается вопрос, когда замещающий минерал принимает кристаллографическую форму замещаемого индивида. При этом получается многогранник, структура которого не соответствует его ограничению. Такие многогранники называются *псевдоморфозами* (ложные формы). Особенно часто встречаются псевдоморфозы лимонита, образовавшиеся за счет пирита, т. е. псевдоморфозы лимонита по пириту. Менее надежный способ — наблюдение за формированием инородных минералов по ослабленным направлениям в кристаллах, например по трещинам. Вторичные включения секут при этом зоны роста кристалла.

Газожидкие включения в кристаллах заполняют полости (пустоты, пузырьки) всевозможной формы и величины. Несмотря на разнообразие внешней формы пустот, стенки их представлены гранями, которые имеют наибольшую ретикулярную плотность. Такие полые кристаллы называются отрицательными. Включения размером более 0,01 мм составляют 0,0n % их общего количества; все другие имеют меньшие размеры.

Газожидкие включения — объекты микроскопических размеров, но их колоссальное количество в массе кристалла вызывает диффузное светопропускание, и при некотором предельном количестве бесцветные кристаллы приобретают молочно-белый

цвет, а пластинка толщиной 1 см пропускает менее 0,1 % света. Приблизительный подсчет показывает, что в 1 см³ молочно-белого жильного кварца количество пузырьков достигает $n \cdot 10^6$. Не меньше их содержится в кальците и других минералах.

Вещество, заполняющее газообразные включения, находится в твердом, жидком и газообразном состояниях. Кристаллики в пузырьках наблюдаются сравнительно редко, большей частью это кубики, которые при нагревании растворяются, а при охлаждении вновь выпадают. Температура исчезновения кристаллика может быть тем нижним пределом, при котором газообразный раствор был законсервирован. Преобладают включения, заполненные жидкостью и газом. Соотношение этих двух фаз колеблется в широких пределах. Отношение объема жидкости к полному объему пузырька называется коэффициентом наполнения k . Нередко в пузырьках видно две жидкости; одна из них находится в спокойном состоянии, другая в форме шарика, который быстро движется, представляя классический пример броуновского движения.

Первичные газообразные включения формируются при росте кристалла и представляют собой часть того раствора, при участии которого шло минералообразование. Вторичные включения попадают в готовый кристалл. Например, под влиянием внешних или внутренних причин в кристалле возникают трещины — капилляры. Давление в них равно нулю, поэтому они немедленно заполняются тем раствором, который окружает кристалл. По трещинам обнажаются неравновесные, неустойчивые плоские сетки. Вследствие этого кристалл по трещине растворяется, и его вещество переотлагается. Идет процесс залечивания трещины, но для полного ее заполнения вещества, естественно, не хватает, поэтому остаются пустотки с раствором, при участии которого произошло залечивание трещины.

При неравномерной температуре в кристалле пузырек движется в сторону, направленную к потоку тепла, так как при повышенной температуре растворимость кристаллов выше. В результате одна стенка пузырька растворяется, а противоположная ей растет, так как происходит отложение того вещества, которое растворилось при повышенной температуре. Перепад температуры в области пузырька на расстоянии 0,01 мм ничтожен, но его достаточно для продвижения включения внутри кристалла. Скорость движения пузырька определяется величиной перепада температур и изменением растворимости вещества при различной температуре. При движении пузырьки способны разделяться на несколько изолированных полостей, имеющих разное наполнение жидкостью. Эти макродефекты так же подвижны в кристаллах, как вакансии и дислокации, но длина перемещения их ничтожна. При движении газообразных включений внутри кристалла видимого ясного следа не остается.

При механических деформациях и при перегреве пузырьки газожидких включений взрываются, вокруг первичного пузырька образуются мелкие паразитические включения, связанные с разрушением первичного включения, часто возникают трещинки с зазубренными краями. При сжатии кристалла пузырьки включений разрушаются, расплющиваются, механически нарушенное пространство перерождается, регенерируется, и система изометричных включений превращается в систему причудливой пластинчатой формы тел, часто изолированных друг от друга. В итоге кристалл оказывается переполненным всевозможной формы и величины нарушениями, которые прерывают однородность его строения и содержат большое количество жидкости и газа.

При исследовании газожидких включений часто невозможно отличить первичные от вторичных. В характерных проявлениях первичные включения в кристалле фиксируют направления роста (границы, ребра, вершины), а вторичные — ориентировку трещин, которые всегда пересекаются между собой. В одном кристалле нередко наблюдается несколько пересекающихся систем залеченных трещин, что свидетельствует о разном времени их образования.

Лучше изучены газожидкие включения в кварце. С этим минералом легко экспериментировать. Он надежнее всех других минералов сохраняет все, что с ним происходило много лет назад, это самый «памятливый» минерал.

Если залеченные трещины формируются в первично прозрачном кварце, то он приобретает молочно-белый цвет. Вторичные включения могут возникать в разные периоды «жизни» минерала, отделенные миллионами лет. Таким образом, без массового обследования пузырьков нельзя делать серьезных геологических выводов.

Коэффициент расширения жидкостей значительно больше, чем твердых тел. Поэтому при охлаждении газожидкого включения жидкость больше сокращается в объеме по сравнению с кристаллом, вследствие чего в пузырьке образуется мениск. Процесс этот обратимый. Если образец нагревать, то при некоторой температуре жидкость заполнит всю полость.

При повышении температуры включения возрастает внутренняя энергия жидкости и газа, заключенных в пузырьке, что влечет за собой повышение давления P на стенки пузырька. Этот процесс при постоянном объеме работы не производит ($A=0$). Если давление будет превышать прочность стенок пузырька, то он разрушится — взорвется, и система произведет работу A при постоянной температуре. Работа A изотермического расширения идеального газа определяется выражением

$$A = nRT \ln \frac{P_2}{P_1},$$

где n — количество газа; R — универсальная газовая постоянная; T — температура, при которой пузырек разрушился; P_2 — давление внутри пузырька в момент его разрушения; P_1 — давление в окружающей среде.

При увеличении температуры давление в пузырьке возрастает пропорционально $R(\ln P_2 \approx k)$, а количество газа — пропорционально диаметру пузырька d ($n \approx d$), что позволяет работу при взрыве A описать таким приближенным выражением:

$$A = CRT dk,$$

где C — постоянный коэффициент, который связывает n и P_2 , d и k . Левую и правую части этого уравнения разделим на CR (постоянная величина для данного включения) и получим: $A_0 = Tdk$. Постоянная величина A_0 определяется механической прочностью минерала, в котором находится пузырек, и толщиной стенок последнего. Отсюда следует, что чем больше диаметр пузырька и количество жидкости в нем, тем ниже температура взрыва при нагревании. Для каждой конкретной пробы, в которой исследуется декрепитация (растрескивание), зависимость более сложная, поэтому число взрывов при каждой температуре — величина случайная. Чтобы исключить влияние второстепенных факторов, необходимо из одной пробы провести испытания на 10—15 навесках.

Кроме того, растрескивание кристаллов при нагревании иногда обусловлено разрешением внутренних напряжений в кристалле. Часто визуально однородные кристаллы растрескиваются, что в той или иной форме фиксируется на криптограмме, которая может быть характерным признаком для данного минерала, находящегося в конкретной геологической обстановке.

Состав газожидких включений. Главная составная часть включений — вода. Ее количество во включениях и капиллярах литосферы, по В. И. Вернадскому, равно 10^{23} г, что соизмеримо с количеством H_2O в гидросфере ($1,4 \cdot 10^{24}$ г). Второе место по объему занимает CO_2 . Количество углекислоты меньше количества воды примерно на один-два порядка. Далее идут газы, содержание которых измеряется целыми числами и десятками долями процента, — N_2 , CH_4 , Ar , He , H_2S и др.

Для извлечения летучих соединений из включений применяют механическое или термическое вскрытие пузырьков. При механическом вскрытии минералы дробят в стальных мельницах, из которых предварительно удалены все газы, до крупности 0,01 мм и даже несколько меньше. При этом вскрывается большая часть пузырьков, но минерал в миллионы раз увеличивает свою поверхность, а в минеральной «мучке» появляются частицы железа от истирания мельницы и стержней. В этой обстановке развиваются в колоссальных масштабах явления адсорбции. На частицах железа сорбируются вода и углекислота,

что вызывает реакцию $\text{Fe} + [\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2] \rightarrow \text{FeCO}_3 + \text{H}_2$, которая в обычных условиях невозможна или идет очень медленно.

Термический метод вскрытия газообразных включений основан на разрушении пузырьков с помощью нагревания. Выделяющиеся при этом газы собирают и анализируют. Для установления количества H_2O и CO_2 во включениях кварца применяется закрытая трубка. Это приспособление состоит из пробирки-реактора, изготовленной из кварцевого стекла, что позволяет нагревать в ней пробу до $900\text{--}1000^\circ\text{C}$. Реактор присоединяется к вакуумной системе. Нагрев до $700\text{--}750^\circ\text{C}$ ведут со скоростью $10\text{--}15^\circ\text{C}/\text{мин}$.

После прекращения нагревания система термостатируется при комнатной температуре ($18\text{--}20^\circ\text{C}$), а по манометру делается первый отсчет P_1 , который соответствует общему давлению газов, выделяющихся при нагревании пробы. Давление в пробирке не должно превышать $2\text{--}2,25$ кПа. Это предельное значение определяется давлением насыщенного водяного пара (влагой) при температуре 10°C . Затем реактор помещается в охлаждательную смесь (спирт этиловый, охлажденный сухим льдом до $-50\text{--}60^\circ\text{C}$). Давление в реакторе падает, так как H_2O переходит в твердое состояние. После термостатирования делается второй замер давления в реакторе P_2 . После приведения давлений путем пересчета к нормальным условиям вычисляются (на 100 г кварца): общее содержание газов $V_{\text{общ}}$, содержание углекислоты и других газов V_{CO_2} ; разность этих двух величин представляет собой содержание паров воды $V_{\text{H}_2\text{O}}$.

Если включения первичные, то содержание газов в навеске минерала характеризует кинетику процесса минералообразования, а если вторичные — то процесса метаморфизма минерала. По отношению между газами, являющемся фактором интенсивности процесса, можно судить о физико-химической системе. Отношение «влага : газ» отражает состав того раствора, из которого или при участии которого шли процессы минералообразования, т. е. $V_{\text{H}_2\text{O}} : V_{\text{CO}_2} = P_{\text{H}_2\text{O}} : P_{\text{CO}_2} = \text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$. Его можно назвать водным показателем. Без H_2O и CO_2 невозможен тот массо- и теплоперенос в земной коре, какой в ней осуществляется в огромных масштабах.

При площадном исследовании кварцевых жил Урала обнаружено, что по мере удаления от гранитного массива численное значение водного показателя постепенно возрастает от $0,4\text{--}0,7$ до $10\text{--}15$. Отсюда следует, что с удалением от гранитного массива в минералообразующих растворах все большее значение приобретает вода. Состав равновесного раствора $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2$ определяется в основном давлением до 40 МПа. При более высоком давлении он зависит от температуры и незначительно от давления. Состав такого раствора и температура при $P > 40$ МПа связаны уравнением $T = 560 - 260 \lg (\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2)$.

Точность определения температуры по этому термометру ± 50 °С.

Еще сложнее изучение солей, содержащихся в газожидких растворах. В них обнаружены почти все наиболее распространенные элементы литосферы, но в особенно большом количестве и всегда находятся ионы Na^+ и K^+ . Их исследования производятся путем выщелачивания водой K^+ и Na^+ из газожидких включений. В минерал, предварительно растертый в тонкий порошок, наливается вода, при этом она должна быть тщательно очищена от примесей в кварцевой посуде и ни в одной из операций исследования не должна соприкасаться с многокомпонентным стеклом. Такое стекло загрязняет воду калнем и натрием, полностью «маскирует» истинное содержание и отношение Na/K в газожидком растворе.

Вода, в которой производилось выщелачивание газожидких включений, анализируется на пламенном фотометре. Таким путем в газожидких включениях устанавливается содержание щелочей на 1 л раствора. Для жильного кварца оно колеблется от 100 до 300 г; массовое отношение ионов Na/K почти равно мольному отношению $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$. Таким образом, водный и щелочной показатели определяются температурой процессов минералообразования и могут быть использованы для решения практических задач.

Общее правило для эндогенных процессов: с увеличением температуры процесса минералообразования уменьшается «водный показатель» и отношение Na/K .

Природная форма зерна всегда в какой-то степени отражает его внутреннее строение и дает наиболее достоверные сведения о его истории в земной коре. На кристалле часто можно проследить смену событий с момента его зарождения. Кроме того, форма — наиболее надежный признак для определения минерала.

Все минеральные индивиды условно разделяются на две группы: 1) правильные многогранники — *идиоморфные*; 2) остроугольные или округлые неправильной формы зерна — *ксеноморфные*. Ограничение идиоморфных индивидов связано функциональной зависимостью с их структурой; форма ксеноморфных индивидов часто зависит от того пространства, которое они выполняют. Идиоморфные индивиды имеют грани, ребра и вершины; поверхность ксеноморфных зерен неправильная, угловатая или сглаженная. В зависимости от условий образования индивиды одного и того же минерала могут быть идиоморфными или ксеноморфными. Между ними существуют постепенные переходы, поэтому можно говорить о степени идиоморфизма или о степени огранки индивидов.

Морфологией идиоморфных кристаллов занимается геометрическая кристаллография. В основе ее лежит учение о пространственной решетке. Еще в XIX в. на основании косвенных признаков было принято, что вершина кристалла соответствует узлу пространственной решетки, ребро — ряду узлов, а грань — плоской сетке. Позже экспериментально было установлено отражение рентгеновских лучей гранями кристалла как плоскими сетками. Это явилось прямым доказательством связи огранения кристалла с его внутренним строением. Из этого положения вытекают все законы геометрической кристаллографии, в полной мере справедливые для модельных кристаллов.

Учение о форме кристаллов начинается с закона прямороберности и плоскогранности. Суть его сводится к тому, что грани — это плоскости, ребра — прямые линии, а вершины — точки. В кристаллах одного и того же вещества двугранные углы между соответственными плоскими сетками равны. Следовательно, равны и углы между соответственными гранями. Из этого положения, известного под названием *закона постоянства двугранных углов*, следует: 1) геометрические свойства кристаллов определяются не величиной и формой граней, а их

взаимным наклоном; 2) углы между соответственными векторами в одном и том же кристаллическом пространстве равны между собой.

СИММЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ

Материальные частицы, составляющие пространственную решетку, повторяются и при некоторых перемещениях совмещаются. Повторение частей целого в пространстве называется симметрией. Пространственная решетка — симметричное сооружение, следовательно, и ограничение кристаллов подчиняется законам симметрии. Для количественного выражения симметрии вводят геометрические образы: точки, линии и плоскости, относительно которых повторяются равные части фигуры; это элементы симметрии, которые дают возможность наглядно описать степень симметрии объекта.

Центром инверсии C называется точка внутри фигуры, в которой делятся пополам все прямые, соединяющие противоположные одинаковые элементы ограничения фигуры. Центр инверсии — центр обратного равенства — представляет собой зеркальную точку (рис. 16). *Плоскость симметрии* P делит фигуру на две зеркальные равные части. *Ось симметрии* L — линия, вокруг которой закономерно повторяются равные части фигуры. При повороте вокруг оси симметрии на некоторый угол фигура совмещается со своим первоначальным положением. Количество совмещений определяет *порядок оси симметрии* L_n . Наименьший угол α , на который нужно повернуть фигуру для получения первого совмещения, называется элементарным углом поворота; α и n связаны следующей зависимостью: $n\alpha = 360^\circ$. Порядок оси симметрии — любое целое число, но в кристаллах могут быть элементы симметрии, которые свойственны пространственной решетке и, следовательно, не противоречат однородности строения кристаллов. Поэтому осями симметрии кристаллов являются L_2 , L_3 , L_4 и L_6 . Оси симметрии другого по-

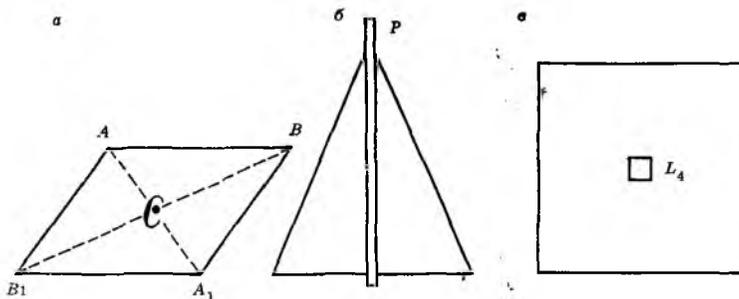


Рис. 16. Элементы симметрии:

a — центр инверсии C , b — плоскость симметрии P , $в$ — ось симметрии четвертого порядка L_4

рядка невозможны. При их появлении нарушается однородное строение пространственной решетки. Кроме того, в кристаллах могут быть инверсионные оси симметрии, например L_4^i или L_6^i , представляющие собой совокупность оси симметрии соответствующего порядка и центров инверсии, действующих не порознь, а совместно.

Элементы симметрии складываются как векторы. Для определения элементов симметрии на многогранниках нужно знать несколько теорем и следствий из них.

Теоремы:

1. При наличии двух элементов симметрии есть третий — равнодействующий им (теорема Л. Эйлера).

2. Симметричное преобразование относительно двух пересекающихся плоскостей симметрии можно заменить поворотом относительно линии пересечения плоскостей на удвоенный угол между ними.

3. При наличии центра инверсии C и оси четного наименования L_{2n} перпендикулярно к последней проходит плоскость симметрии P .

Следствия:

1. Если имеются L_n и плоскость симметрии, проходящая через L_n , то всего плоскостей симметрии будет n .

2. Линия пересечения плоскостей симметрии является осью симметрии, порядок которой равен числу пересекающихся плоскостей.

3. При наличии плоскости симметрии и центра инверсии перпендикулярно к плоскости проходит ось симметрии четного наименования.

4. При наличии центра инверсии число осей четного наименования равно сумме плоскостей симметрии.

5. При наличии L_n и перпендикулярной к ней L_2 число осей второго порядка будет равно n .

В кристаллических многогранниках могут быть неповторяемые направления, которые называются единичными. Повторяющиеся в кристалле направления, связанные элементами симметрии, именуются симметрично-равными. Единичные и симметрично-равные направления определяются элементами симметрии. Единичные направления могут проходить через C , располагаться в плоскости P и по одному перпендикулярно к ней, перпендикулярно к L_2 и совпадать с L_n .

Элементы симметрии кристаллического многогранника пересекаются в одной точке. Полный перечень всех элементов симметрии одного многогранника обуславливает степень его симметрии. Многогранники, обладающие одной степенью симметрии, составляют точечную группу, которую еще называют *видом*, или *классом симметрии*. Все возможные для кристаллов точечные группы симметрии (виды симметрии) устанавливаются путем сложения элементов симметрии, возможных в кристаллических индивидах: C , P , L_2 , L_3 , L_4 , L_6 , L_3^i , L_4^i , L_6^i . Впервые сложение элементов симметрии выполнил разносто-

ронне образованный русский генерал-артиллерист, академик А. В. Гадолин в 1867 г. Он выявил 32 точечные группы (вида или класса) симметрии. Точечные группы, обладающие сходной степенью симметрии, составляют *сингонии*, которые по числу единичных направлений объединяются в категории (табл. 3).

Существуют разные способы обозначения элементов симметрии кристаллов, названия классов симметрии и их группировки [4, 5, 7, 9, 12, 13]. В табл. 3 приводятся наиболее распространенные в отечественной литературе обозначения (формулы симметрии) и названия каждого вида симметрии, а также общепринятые международные символы по К. Герману—Ш. Могену. В международных символах пишутся только основные «порождающие элементы симметрии» [1, 11]. В этих обозначениях знака для осей симметрии нет, их заменяют на цифры (порядок оси): 1 — L_1 ; 2 — L_2 ; 3 — L_3 ; 4 — L_4 и 6 — L_6 . Для инверсионных осей используются цифры с чертой наверху: $\bar{1}$ — L_2^i ; $\bar{3}$ — L_3^i ; $\bar{4}$ — L_4^i и $\bar{6}$ — $L_6^i = L_3 + \perp m$; символ плоскости симметрии — m . Если к оси четного порядка имеется перпендикулярная плоскость m , то это записывается так: $2/m$, $4/m$, $6/m$; эти международные символы соответствуют формулам симметрии L_2PC , L_4PC и L_6PC . Международные символы не отличаются наглядностью, но они значительно компактнее и незаменимы для «машинной» техники.

Каждый класс симметрии характеризуется общей формой, поэтому в настоящее время очень широко применяют также названия классов симметрии по общим формам:

- | | |
|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 1. Моноэдрический | 18. Дигетрагонально-дипирамидальный |
| 2. Пинакоидальный | 19. Тетрагонально-тетраэдрический |
| 3. Диздрический осевой | 20. Тетрагонально-скаленоэдрический |
| 4. Диздрический бесосный | 21. Гексагонально-пирамидальный |
| 5. Призматический | 22. Гексагонально-дипирамидальный |
| 6. Ромбо-пирамидальный | 23. Дигексагонально-пирамидальный |
| 7. Ромбо-тетраэдрический | 24. Гексагонально-трапецоэдрический |
| 8. Ромбо-дипирамидальный | 25. Дигексагонально-дипирамидальный |
| 9. Тригонально-пирамидальный | 26. Тригонально-дипирамидальный |
| 10. Ромбоэдрический | 27. Дитригонально-дипирамидальный |
| 11. Дитригонально-пирамидальный | 28. Тритетраэдрический |
| 12. Тригонально-трапецоэдрический | 29. Дидодекаэдрический |
| 13. Дитригонально-скаленоэдрический | 30. Гексатетраэдрический |
| 14. Тетрагонально-пирамидальный | 31. Триоктаэдрический |
| 15. Тетрагонально-дипирамидальный | 32. Гексоктаэдрический |
| 16. Дигетрагонально-пирамидальный | |
| 17. Тетрагонально-трапецоэдрический | |

Структура кристалла — постройка бесконечная. Элементы симметрии в таких системах в одной точке не пересекаются; кроме того, в ней появляются элементы симметрии, невозможные в конечных фигурах. Дополнительно к известным нам элементам симметрии в структурах кристаллов могут быть трансляции (перенос), плоскости скользящего отражения и винтовые

Таблица 3
Точечные группы симметрии кристаллов

Категория	Сингония	Номер, формула симметрии и международный символ точечной группы						инверсионно-плана- льная	
		прим- твной	центральной	планальной	аксальной	планаксимальной	инверс- онно-плн- мтивной		
Низшая	Триклинная	1 (1)	2 C ($\bar{1}$)	3 P (m)	4 L ₂ (2)	5 L ₃ PC (2/m)			
				6 L ₂ 2P (mm2)	7 3L ₂ (222)	8 3L ₂ 3PC (mmm)			
	Средняя	Моноклинная			11 L ₃ 3P (3m)	12 L ₃ 3L ₂ (32)	13 L ₃ 3L ₂ 3PC (3m)		
				10 L ₃ C ($\bar{3}$)	16 L ₄ 4P (4mm)	17 L ₄ L ₂ (422)	18 L ₄ L ₂ 5PC (4/mmm)	19 L ₄ ($\bar{4}$)	20 L ₄ ⁱ (\equiv L ₂) 2L ₂ 2P (42m)
		Ромбическая	14 L ₄ (4)	15 L ₄ PC (4/m)	23 L ₆ 6P (6mm)	24 L ₆ 6L ₂ (622)	25 L ₆ 6L ₂ 7PC (6/mmm)		27 L ₆ ⁱ 3L ₂ 3P = = L ₃ 3L ₂ 4P (62m)
			21 L ₆ (6)	22 L ₆ PC (6/m)	30 3L ₂ 4L ₃ 6P (43m)	31 3L ₄ L ₃ 6L ₂ (432)	32 3L ₄ L ₃ 6L ₂ 9PC (m3m)	26 L ₆ ⁱ = L ₃ P ($\bar{6}$)	
Вышая	Кубическая	28 3L ₂ 4L ₃ (23)	29 3L ₂ 4L ₃ 3PC (m3)						

оси. Трансляцией T , или осью переноса, называется линия, при движении вдоль которой бесконечная совокупность фигур совмещается, а периодом трансляции, или шагом поступания, — величина наименьшего переноса. Ось трансляции T можно заменить системой параллельных плоскостей симметрии, расположенных перпендикулярно к T на расстоянии шага поступания. В каждой пространственной решетке имеется три оси переноса, поэтому пространственную решетку иногда называют трансляционной.

Плоскость скользящего отражения представляет собой ось переноса и параллельную ей плоскость симметрии, действующие не порознь, а одновременно. Под *винтовой осью* симметрии понимают совокупность оси симметрии и параллельного ей поступания, действующих также одновременно. Винтовые оси могут быть левые и правые (+ и —) и только в кристаллических структурах второго, третьего, четвертого или шестого порядка.

При добавлении этих элементов к элементам симметрии конечных кристаллических многогранников Е. С. Федоров путем сложения всех возможных симметричных преобразований в структуре кристалла вывел 230 пространственных групп симметрии — 230 геометрических законов симметрии, к одному из которых принадлежит симметрия любого кристаллического вещества.

В середине XIX в. (в 1848 г.) французский кристаллограф О. Браве «проявив, — по словам И. И. Шафрановского, — необычайную ясность, изящество и глубину мысли» разработал математическое учение о пространственных решетках кристаллов, которым мы пользуемся до сих пор. Он установил, что все многообразие кристаллических структур можно описать с помощью 14 типов решеток, «состоящих из неограниченно малых, равных параллелепипедов, примыкающих друг к другу равными сторонами и заполняющих пространство без промежутков». Эти решетки позже получили его имя — «решетки Браве». Они играют исключительно важную роль в кристаллографии, и кристаллическую структуру любого минерала можно охарактеризовать с помощью одной из подобных решеток.

Решетки Браве по характеру расположения узлов разделяются на четыре типа (рис. 17):

- 1) примитивные (P) — из них самые симметричные кубической сингонии;
- 2) базоцентрированные (C);
- 3) объемно-центрированные (I);
- 4) гранецентрированные (F).

В конце XIX в. Е. С. Федоров путем математического анализа доказал, что все пространственные решетки выводятся из четырех исходных путем растяжений и сдвигов. К исходным он относил кубические (три типа: примитивная, объемно-центрированная и гранецентрированная) и гексагональную. Основыва-

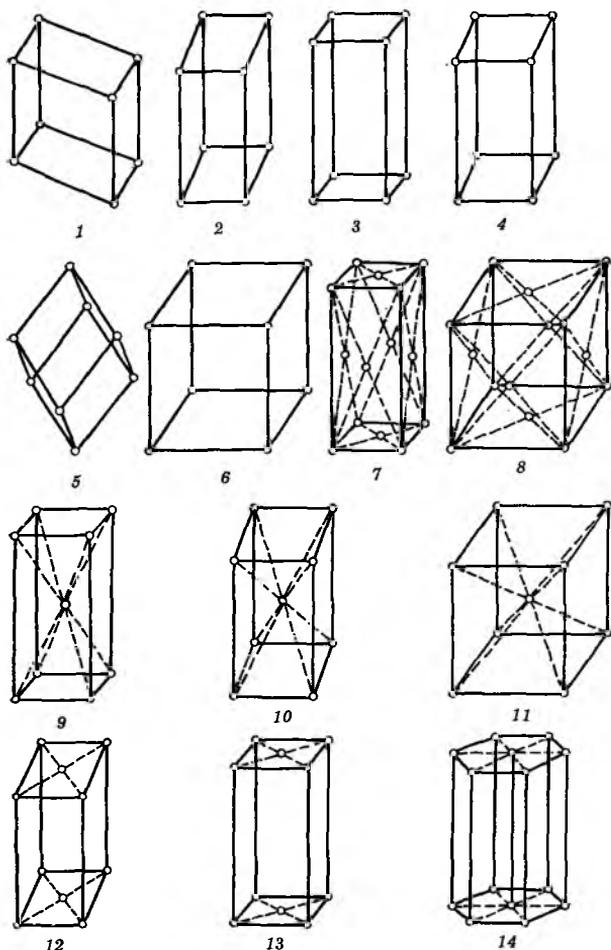
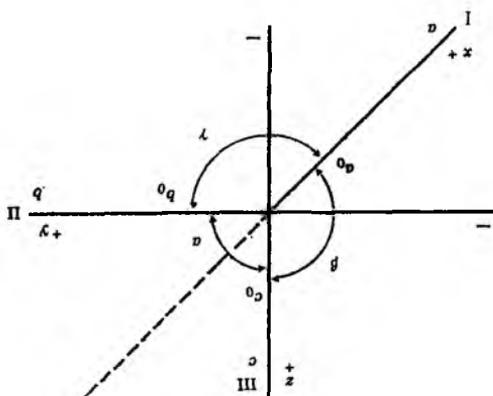


Рис. 17. Решетка Браве:

1—6 — примитивные: 1 — триклинная $P\bar{1}$, 2 — моноклинная $P2/m$, 3 — ромбическая $Pm\bar{m}$, 4 — тетрагональная $P4/m\bar{m}$, 5 — тригональная (ромбоэдрическая) $P\bar{3}m$, 6 — кубическая $Pm\bar{3}m$; 7—8 — гранецентрированные: 7 — ромбическая $Fm\bar{m}$, 8 — кубическая $Fm\bar{3}m$; 9—11 — объемно-центрированные: 9 — ромбическая $Im\bar{m}$, 10 — тетрагональная $I4/m\bar{m}$, 11 — кубическая $I\bar{m}\bar{3}m$; 12—14 — базоцентрированные: 12 — моноклинная $C2/m$, 13 — ромбическая Smm , 14 — гексагональная примитивная $P6/m\bar{m}$

ясь на этом, А. Е. Федоров сформулировал закон кристаллографических пределов: «кристаллы идеальны или близки к ним»; другая формулировка: «все царство кристаллов разделяется на два типа: кубический и гексагональный или близкие к ним». Таким образом, при полном описании указывается сингония, в которой кристаллизуется минерал, вид симметрии, тип решетки Браве, пространственная группа, число структурных единиц в элементарной ячейке и ее параметры. Например: Галит

Рис. 18. Система кристаллографических осей



NaCl. Куб. с. $O_h^5 - Fm\bar{3}m$. $Z = 4$; $a_0 = 0,564$ нм [10]. Все эти данные могут найти применение в повседневной работе минералога, поэтому они, за исключением Z и параметров решетки, приводятся в определителе.

Закон рациональности параметров. Отношения параметров, отсекаемых двумя любыми гранями кристалла на трех пересекающихся ребрах его, равны отношению чисел натурального ряда. Эти отношения большей частью равны 1, 2, 3, реже 4; следующие порядковые числа маловероятны. Этот закон носит имя французского кристаллографа Р. Ж. Гаюи.

Положение граней и ребер. Координатные оси (рис. 18) в кристаллах должны совпадать или быть параллельными рядам узлов пространственной решетки. Они выбираются с помощью ребер или с помощью элементов симметрии. Перпендикулярно к плоскости P идет ряд узлов; каждая ось симметрии параллельна или совпадает с рядом узлов пространственной решетки кристалла.

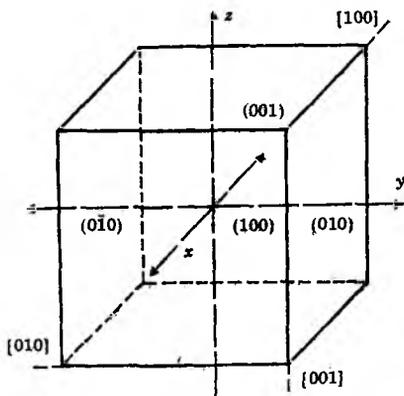
Единичная грань (отрезки, отсекаемые ею на координатных осях, принимаются за меру измерения отрезков — параметров, которые отсекают другие грани в этом кристалле) должна быть хорошо выраженной; ее параметры — $a_0 : b_0 : c_0$. Абсолютная величина их в ограничении кристалла не имеет значения — на основании закона постоянства двугранных углов единичную грань можно перенести параллельно на любые расстояния.

Абсолютные значения параметров граней геометрическими методами определить невозможно. В настоящее время это можно сделать только с помощью рентгеновских лучей. При описании морфологии кристаллов ограничиваются установлением параметров единичной грани геометрическими методами:

$$a_0 : b_0 : c_0 = \frac{a_0}{b_0} : \frac{b_0}{b_0} = \frac{c_0}{b_0} = a : 1 : c.$$

Два числа a и c могут быть только в сингониях низшей категории, координатные оси в них совмещаются с геометриче-

Рис. 19. Расположение координатных осей в кубе



скими неравными — единичными — направлениями ($a_0 \neq b_0 \neq c_0$). В кристаллах средней категории имеется только одно единичное направление, которое принимается за ось L_3, L_4, L_6, L_4^i или L_6^i , поэтому кристаллы этой категории характеризуются только одной геометрической константой — c . В кристаллах высшей категории единичных направлений нет, три координатные оси равны между собой и отношения параметров единичной грани по ним следующие:

$$a_0 = b_0 = c_0 = \frac{a_0}{b_0} : \frac{b_0}{b_0} : \frac{c_0}{b_0} = 1.$$

Выбор координатных осей и единичной грани для кристаллов одного и того же вещества называется *установкой*. Она однозначна только для кристаллов кубической сингонии. Кристаллы одного и того же вещества в других сингониях имеют по несколько установок, каждую из которых отличают по имени автора, например, по Е. С. Федорову, по Г. Розе и т. д. Два числа a и c и углы между координатными осями α, β, γ — геометрические константы кристалла.

Символы граней и ребер в установке кристаллов. Для определения индексов визуально нужно установить кристалл — выбрать в нем координатные оси. В кубе выбираем координатные оси $3L_4$, они равны между собой и взаимно перпендикулярны (рис. 19). Для грани, обращенной к наблюдателю, выявляем параметры по всем трем координатным осям. Они составляют соответственно a, ∞, ∞ . По осям y и z параметры передней грани куба равны бесконечности, потому что грань и эти оси параллельны между собой. Затем берем обратные их отношения и делаем алгебраические преобразования

$$\frac{1}{a} : \frac{1}{\infty} : \frac{1}{\infty} = \frac{a}{a} : \frac{a}{\infty} : \frac{a}{\infty} = 1 : 0 : 0.$$

Эти три числа записываем подряд и заключаем в простые скобки. Выражение (100) является символом грани, оно читается так: «один, ноль, ноль». Символ правой боковой грани (010), читается: «ноль, один, ноль». Когда грань имеет отрицательный параметр, то и символ ее по этой оси отрицательный; он отмечается черточкой над соответствующей цифрой. Так, символ левой боковой грани куба (0 $\bar{1}$ 0); он читается: «ноль, минус один, ноль». Если наиболее простой символ грани поставить в фигурные скобки {100}, получим символ всей формы.

Символ ребер как ряда узлов определяют следующим образом: ребро переносят параллельно в начало координат, берут любой узел этого ряда, устанавливают его координаты $N(x, y, z)$ и выражают их через параметры единичной грани; они представляют собой числа рациональные:

$$\frac{x}{a_0} : \frac{y}{b_0} : \frac{z}{c_0} = r : s : t.$$

Это и есть направляющие коэффициенты прямой AB . Абсолютные значения чисел r, s, t не нужны, требуются только их отношения, которые являются простыми числами. Три числа — направляющие коэффициенты прямой — записываются в ряд и заключаются в квадратные скобки $[rst]$. Это символ ребра.

Координатные оси соответствуют ребрам или рядам узлов, для получения их символа используют следующий метод: берем ось x , выбираем на ней произвольную точку M , координаты которой $M(x, 0, 0)$. Отсюда

$$\frac{x}{a_0} : \frac{0}{b_0} : \frac{0}{c_0} = 1 : 0 : 0,$$

что записывается как [100] и читается, как и символ грани, «один, ноль, ноль». Символ оси y — [010] и оси z — [001]. Вычисление символа ребра по символам граней проводится по мнемоническому правилу, приведенному в гл. 1 (раздел «Пространственная решетка и ее описание»). Положение каждой грани определяется двумя ребрами. Если известны символы этих ребер, то можно вычислить символ грани.

Для определения минерала и форм ограничения его индивидов важное значение имеют углы между гранями, особенно в кристаллах низшей категории. Приборы для точного определения углов называются *гониометрами*. Наиболее простой гониометр — прикладной. Как он выглядит и как им пользоваться — можно найти в любом учебнике кристаллографии. Крупные кристаллы до сих пор измеряют с помощью этого гониометра, а мелкие недостаточные совершенные кристаллики можно измерить на столике Федорова с помощью микроскопа или биноккулярной лупы.

Зона — совокупность граней, пересекающихся в параллельных ребрах. Положение каждой зоны можно обозначить различными способами: 1) перечислив те грани, которые составляют зону; 2) назвав ребро, которому параллельны все грани; 3) указав плоскость, в которой лежат нормали к граням определенной зоны. Первый способ почти не употребляется, он громоздкий, два других применяются одинаково часто. Особенно удобно называть символ ребра, что аналитически выражает положение зоны в пространстве — зона [100] или [110]. Плоскость, в которой лежат нормали к граням данной зоны, указывают на стереографической проекции кристалла. Пользуясь зональным уравнением $hr + ks + lt = 0$, можно установить, что символ граней, принадлежащих зоне [001], имеет значение $(hk0)$, так как выражение $h0 + k0 + l1 = 0$ справедливо только при условии, если $l = 0$.

Закон зон отражает то, что каждая грань кристалла (как плоская сетка) определяется двумя непараллельными рядами узлов, которые в ограничении кристалла представлены двумя пересекающимися ребрами. Каждое ребро определяет зону, являясь осью, следовательно, каждая грань кристалла принадлежит по крайней мере двум зонам. Часто этот закон формулируется так: грани в кристаллах располагаются зонами. Иными словами, в кристаллических многогранниках всегда имеются ребра, параллельные между собой. Это положение верно для всех закрытых кристаллических многогранников, кроме тетраэдров.

ХАРАКТЕРИСТИКА СИНГОНИЙ

Кубическая сингония — высшая категория. К кубической сингонии относятся кристаллы, имеющие $4L_3$. Единичных направлений нет. При установке кристаллов за координатные оси принимают $3L_4$ или заменяющие их $3L_2$. Геометрическими константами являются $a_0 = b_0 = c_0$; $\alpha = \beta = \gamma$. Следовательно, все три оси взаимно перпендикулярны и кристаллографически равны между собой, что влечет равенство по этим направлениям всех физических и химических свойств, в том числе и химических связей. Таким образом, минералы кубической сингонии методами геометрической кристаллографии нельзя различить между собой; параметры их по всем осям равны; единичной служит грань октаэдра (111) или заменяющая ее в точечных группах $3L_24L_3$ и $3L_24L_36P$ грань тетраэдра (111); исключаются в этих кристаллах структуры ленточные и слоистые. В ограничении кристалла наиболее обычные формы — куб, октаэдр, ромбододекаэдр, тетрагонтриоктаэдр и пентагондододекаэдр. Для преобладающей части минералов данной сингонии характерен простой химический состав. В структурном отношении это наиболее симметричный и совершенный тип кристаллов.

Сингонии средней категории: тетрагональная, тригональная и гексагональная. Кристаллы этих категорий имеют одно единичное направление, которое совпадает с осью симметрии высшего порядка. При установке данное направление принимается за ось z ; в плоскости, перпендикулярной к нему, выбираются оси x и y . При такой установке кристаллов линейная величина параметра по оси z особая и индекс по этой оси, независимо от численного значения, всегда имеет свою особую меру. Отношение параметров $a_0 : c_0 = 1 : c$; для краткости иногда пишут: $c = 0,64415$ (рутил). Это единственная геометрическая константа кристаллов средней категории.

По единичному направлению параметр ряда узлов c_0 меньше или больше, чем по другим направлениям, что нередко приводит к образованию ленточных («колонковых») или слоистых структур. Это проявляется в призматическом, игольчатом или листовом облике кристаллов и наличии спайности, которая идет перпендикулярно или параллельно единичному направлению, т. е. по призмам или пинакоиду.

Тетрагональная сингония. К этой сингонии относятся кристаллы, имеющие одну L_4 или L_4^i , которую при установке принимают за ось z . В перпендикулярной к ней плоскости располагаются два взаимно перпендикулярных и равных ряда узлов, которые рассматриваются как оси x и y . Направления, которые принимаются за x и y , выбираются по L_2 или по нормальям к P , в крайнем случае, по ребрам кристалла. Геометрическими константами являются $a_0 = b_0 \neq c_0$; $\alpha = \beta = \gamma$. Наиболее обычные формы — призмы тетрагональные, дипирамиды тетрагональные и базопинакоид.

Тригональная и гексагональная сингонии. Кристаллы этих сингоний устанавливаются в одной и той же гексагональной системе координатных осей. К тригональной сингонии принадлежат кристаллы, обладающие одной L_3 . При установке по ней ориентируют ось z . В плоскости, перпендикулярной к этому направлению, имеются три ряда равных между собой узлов, которые делят плоскость на шесть равных секторов (рис. 20). Два ряда узлов принимаются за оси x и y . При такой установке геометрическими константами являются: $a_0 = b_0 \neq c_0$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$.

К гексагональной сингонии относятся кристаллы с одной L_6 или L_6^i ; при установке она выбирается в качестве оси z . Как и для тригональной сингонии, в плоскости, перпендикулярной к этому направлению, размещаются три ряда равных между собой узлов, два из которых считаются осями x и y . Геометрические константы следующие: $a_0 = b_0 \neq c_0$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$; т. е. в геометрическом отношении кристаллы этих двух сингоний не различаются между собой. При подобном расположении осей горизонтальная координатная плоскость делится на

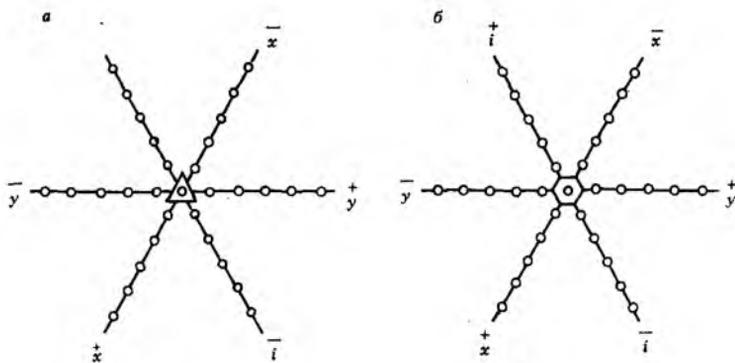


Рис. 20. Гексагональная система горизонтальных кристаллографических осей тригональной (а) и гексагональной (б) сингоний

четыре неравные части. Между положительными концами осей x и y имеется ряд узлов, который является биссектрисой угла γ . Этот ряд узлов принимается за вспомогательную ось i . Направление ее от начала координат на наблюдателя берется со знаком минус (\bar{i}), противоположное — со знаком плюс (i — см. рис. 20). Эти три горизонтальные оси делят плоскость на шесть равных секторов, а знаки осей чередуются (+ и —). Перпендикулярно к ним располагается вертикальная ось z .

Символ грани или ребра в этой системе координатных осей состоит из четырех цифр ($hk\bar{i}l$), причем алгебраическая сумма индексов по горизонтальным осям равна нулю: $h+k+\bar{i}=0$. В ограничении кристаллов гексагональной системы преобладают следующие формы: гексагональные призмы и дипирамиды, ромбоэдры и базопинакоид. Структуры и облик кристаллов аналогичны таковым тетрагональной сингонии. Спайность идет в основном по базопинакоиду $\{0001\}$, гексагональной призме $\{10\bar{1}0\}$ и ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$.

Сингонии нижней категории: ромбическая, моноклиная и триклиная. В кристаллах этой категории имеются как минимум три единичных направления, поэтому при установке они принимаются за координатные оси. Углы между ними могут быть прямыми или острыми. Кристаллы данной категории по облику приближаются к индивидам средней категории. Структуры их ленточные, слоистые или компактные. Химический состав преимущественно сложный. В ограничении кристаллов преобладают пинакоиды и ромбические призмы.

К *ромбической сингонии* относятся точечные группы симметрии $3L_23PC$, $3L_2$ и L_22P . Каждая из них имеет три единичных взаимно перпендикулярных направления, поэтому геометрическими константами здесь будут: $a_0 \neq b_0 \neq c_0$, $\alpha = \beta = \gamma$; следовательно, геометрические константы: $a : 1 : c$. При установке $3L_2$

принимаются за координатные оси; в планальной точечной группе L_2 соответствует оси z в плоскости, перпендикулярной к ней, оси x и y выбираются по нормалям к P . Наиболее обычные формы: пинакоиды $\{100\}$, $\{010\}$ и $\{001\}$; ромбические призмы и дипирамиды. Преобладают ленточные («колонковые») и слоистые структуры, довольно часто встречаются островные. Спайность по базопинакоиду $\{001\}$, ромбической призме $\{110\}$. Облик кристаллов — призматический, таблитчатый.

К *моноклинной сингонии* принадлежат следующие точечные группы симметрии: L_2PC , L_2 и P . Одно из единичных направлений совпадает с L_2 или располагается по нормали к P ; другим является любая линия, перпендикулярная к нему. Таким образом, единичные направления условно можно записать так: «одно+множество». При установке координатными осями считаются единичные направления. Одно из них рассматривается как ось y . Два ребра, расположенных в плоскости, перпендикулярной к этой оси, принимают за оси x и z . Необходимо, чтобы на наблюдателя был обращен тупой угол β , тогда геометрические константы примут значения: $a_0 \neq b_0 \neq c_0$; $\beta \neq \alpha$; $\alpha = \gamma = 90^\circ$; $\beta > 90^\circ$. Численные значения кристаллографических констант: $a : b : c$ и угол β . Наиболее обычные формы: пинакоиды и ромбические призмы. Структуры минералов примерно такие же, как и у минералов ромбической сингонии.

Триклинная сингония представлена кристаллами с точечными группами симметрии C или без элементов симметрии в их внешнем ограничении, хотя пространственная решетка и обладает симметрией. В этой сингонии любая линия — единичное направление. При установке кристаллов в качестве координатных осей выбираются три ребра, которые должны располагаться под углами, близкими к прямым. Геометрическими константами являются: $a_0 \neq b_0 \neq c_0$; $\alpha \neq \beta \neq \gamma$. Подавляющая часть минералов кристаллизуется в центральной группе симметрии, где все формы — пинакоиды; в примитивной группе симметрии все формы — моноэдры.

ОГРАНИЧЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ

Простые и сложные формы кристаллов. Многогранник, образующий «одежду» кристалла, называется формой. Монокристаллы — выпуклые многогранники. В таких многогранниках внутренняя часть представляет собой кристаллическое пространство, а внешняя — среду. Для любого многогранника, в том числе и кристаллического, существует зависимость между числом граней — g , ребер — p и вершин — v :

$$g = p - v + 2.$$

В кристаллографии равные элементы ограничения кристалла при симметричных преобразованиях совмещаются. Многогран-

ники, у которых все грани кристаллографически равны друг другу, называются *простой формой*. В идеальных условиях скорости роста граней одной простой формы равны. Простая форма — геометрический образ, который позволяет описать кристаллографический многогранник. Простые формы могут быть закрытыми и открытыми; первые полностью ограничивают кристаллическое пространство (куб), вторые — частично, с одной или нескольких сторон (моноэдр, диэдр, призмы).

Равенство устанавливается совмещением при симметричных преобразованиях, поэтому каждая грань обладает некоторой симметрией; кристаллографически равные грани обладают одной и той же степенью симметрии. Конгруэнтные многогранники совмещаются путем параллельного переноса, а энантиоморфные — путем отражения в P . Среди энантиоморфных различают формы правые и левые, соответственно этому кристаллическое пространство может быть левым и правым.

Типов простых форм 47, включая энантиоморфные. В каждой точечной группе симметрии семь типов простых форм. Одна из них общая, грани ее расположены косо к P и L_n , остальные шесть форм частные. Многогранник, состоящий из кристаллографически неравных граней, называется комбинацией, или *сложной формой*.

В минералогии важное значение имеет понятие «*главное направление*» — это плоскости, параллельные граням. Две параллельные грани представляют одно направление. Куб имеет три равных и взаимно перпендикулярных направления. Это значит, что у куба три непараллельные между собой грани, которые совмещаются при симметричных преобразованиях.

СРАСТАНИЕ КРИСТАЛЛОВ

В природных, а также искусственных агрегатах соприкасающиеся кристаллические пространства геометрически не связаны между собой, но есть такие сочетания, в которых индивиды соединяются через общие узлы и сетки пространственной решетки. К таким закономерным срастаниям относятся двойники, параллельные и эпитаксические срастания.

Двойником называется закономерное срастание кристаллов одного вещества, в котором один индивид выводится из другого путем поворота на некоторый угол или же один кристалл является зеркальным отражением другого. Плоскость, по которой соединяются индивиды, — возможная или существующая грань кристалла BE (рис. 21). Она называется плоскостью срастания, или двойниковым швом, обладает большой ретикулярной плотностью, ее символ выражается первыми числами натурального ряда. Элементами симметрии двойника являются двойниковая ось OO' (при вращении вокруг нее индивиды совмещаются) и двойниковая плоскость BE (при отражении в ней индивиды

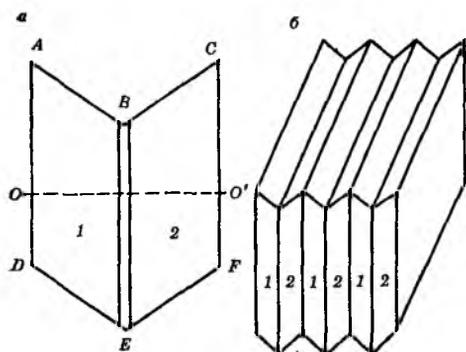


Рис. 21. Срастания кристаллов: а — двойник срастания (BE — плоскость срастания, она же двойниковая плоскость; OO' — двойниковая ось), б — полисинтетический двойник

также совмещаются). Плоскость срастания, двойниковая ось и двойниковая плоскость — элементы двойника, они определяют закон двойникования. Не могут быть элементами двойника плоскость симметрии и оси симметрии четного наименования.

Морфологически различают двойники срастания, или контактные, и двойники прорастания. Многократное двойникование (см. рис. 21, б) по одному или двум законам в одном и том же сростке дает полисинтетический двойник. Полисинтетические двойники особенно характерны для кальцита, полевых шпатов, пироксенов, халькопирита. В двойниках внешняя симметрия сростка всегда выше истинной симметрии монокристалла.

Двойники образуются механическим путем или при кристаллизации в результате «слипания» индивидов в двойниковом положении. Двойники роста приобретают типичный облик, обусловленный наличием входящих углов, в которых посадка частиц при росте кристалла наиболее выгодна в энергетическом отношении. Поэтому двойники развиваются в плоскости срастания по направлению входящих углов. Облик двойниковых кристаллов отличен от монокристаллов, их объем и масса превышают таковые одиночных кристаллов в 1,5—2 раза.

В параллельных сростках индивиды одного вещества находятся в параллельном положении. В таких срастаниях кристаллическое пространство однородно. Между индивидами в параллельных сростках нет границы раздела.

В эпитактических срастаниях индивиды разных веществ контактируют так, что их кристаллические решетки приобретают относительно закономерную ориентировку. Плоские сетки, по которым соприкасаются индивиды в подобных сростках, близки по своей симметрии и размерам. Наглядный пример эпитактических срастаний представляет собой письменный гранит, содержащий около 70 % ортоклаза и 30 % кварца.

К закономерным срастаниям следует отнести также зернистые или листоватые агрегаты некоторых минералов. Индивиды в кварцитах, гранулированном жильном кварце, мраморах,

слюдяных и хлоритовых сланцах имеют характерную ориентировку. Она выражается в параллельности некоторых элементов строения кристаллических индивидов. Такие закономерные ориентировки кристаллов в агрегатах обуславливают анизотропию их свойств: повышенную механическую прочность по одним направлениям и более низкую — по другим, а также неравномерную пористость и т. д. Закономерное распределение индивидов в агрегатах можно наблюдать макроскопически (сланцеватость) или при оптическом и рентгенометрическом исследованиях. В таких тектонических структурах закономерно ориентированные индивиды составляют 70 % и более всего количества зерен. Здесь проявляются закономерности статистические.

ОБЛИК КРИСТАЛЛОВ

Внешний вид кристаллов называется *обликом*, или *габитусом*. Эта особенность индивидов играет такую же важную роль, как и их огранение. Внутреннее строение кристаллического вещества, его анизотропия отражаются прежде всего на облике кристалла. При образовании индивиды имеют наибольшую скорость роста в направлении максимальной химической связи. Это приводит к развитию на кристалле граней с наибольшей ретикулярной плотностью. Облик кристаллов пока описывают качественно, иногда отмечают обликотные (габитусные) грани и второстепенные (аксессуарные). Выделяют следующие наиболее важные виды облика: изометрический, призматический и листоватый. Для более полного описания кристаллов призматического облика используют слова длинно, тонко, коротко и плоско. Индивиды в виде толстых листочков называют табличками, о них говорят: облик тонко- или толстотаблитчатый.

Искажение облика минеральных индивидов. Идиоморфные минеральные индивиды большей частью имеют искаженный внешний вид. Связано это с влиянием различных условий на рост и огранение кристаллов. Часто форма кристаллов оказывается наиболее чувствительным индикатором, с помощью которого отмечают ничтожные изменения условий кристаллообразования. Незначительные вариации концентрации в растворе под действием силы тяжести на протяжении 1 см уже отражаются на огранении и растворении индивидов. Искажение облика индивидов во время роста возникает в результате: 1) неравномерного притока вещества к кристаллу; 2) наличия примесей посторонних соединений в растворе; 3) влияния температуры; 4) формы затравки (имеются в виду рост двойников и регенерация сколов).

Раствор, из которого начинается процесс кристаллообразования, по значению концентрации представляет собой векторное поле, обладающее определенной степенью симметрии. Кристаллообразование в изотропной среде, силовое поле которой

выражается симметрией шара,— абстрактная модель, которую в природе осуществить невозможно, поскольку она искажается в первую очередь действием силы тяжести, в результате чего изотропное поле превращается в анизотропное, которое можно выразить симметрией конуса.

В изотропном поле приток вещества к растущему кристаллу происходит в результате диффузии, которая подчиняется закону Фика (в интегральной форме):

$$m = D \frac{C_1 - C_2}{l} St,$$

где m — количество диффундирующего вещества за время t на расстоянии l через площадь S ; D — коэффициент диффузии; C_1 и C_2 — концентрация вещества соответственно в растворе и «дворике кристаллизации». Количество перенесенной массы m пропорционально градиенту концентрации $\Delta C/\Delta l$ ($\Delta C/\Delta l = \frac{C_1 - C_2}{l}$),

который возникает под влиянием самых различных причин, в том числе градиентов температуры Δt и давления ΔP . Под влиянием диффузии перенос вещества от самых отдаленных точек раствора к растущему кристаллу имеет направленный характер. Из этой формулы следует, что с увеличением размера кристалла увеличивается S и количество вещества, которое к нему поступает. При некоторых обстоятельствах рост может происходить за счет растворения мелких кристалликов — большие кристаллы «пожирают» мелкие. Растворение кристалла подчиняется этому же закону, только изменяется знак — приток на отток.

Под действием силы тяжести диффузионные потоки искажаются вследствие того, что раствор в «дворике кристаллизации» имеет меньшую плотность из-за более низкой концентрации вещества (при росте $C_2 < C_1$) и более высокой температуры*. Это влечет за собой поднятие вверх легкого раствора из «дворика кристаллизации» и замену его более тяжелым. В стационарных условиях создается непрерывный концентрационный поток. При растворении кристалла направление его изменится. Когда несколько различных явлений, обладающих разной симметрией, накладываются друг на друга, образуя одну систему, остаются лишь те элементы симметрии, которые являются общими для каждого явления, взятого отдельно (принцип Кюри). Это положение часто подтверждается ограничением кристаллов. Кристаллы кварца совершенно симметричного ограничения могут образоваться при условии, что зона призмы [0001] строго вертикальна. Только при этом L_3 кварца совместится с симметрией конуса $L_\infty \propto P$ и сохранится в ограничении кристалла. Тригональная симметрия кварца начинает

* В «дворике кристаллизации» раствор нагревается под влиянием выделения тепловой энергии при кристаллизации.

нарушаться при отклонении от вертикали и полностью исчезает, когда L_3 образует угол 90° с L_∞ поля кристаллообразования.

Под влиянием концентрационных потоков в кристаллах возникает верх и низ. Верх кристалла отличается от низа не только развитием форм и увеличением линейной скорости роста граней, но и количеством механических и, может быть, химических примесей. На верху кристалла накапливается «геологическая пыль» — присыпки, мелкие кристаллики и их обломки. Низ кристалла всегда значительно меньше содержит механических примесей, что повышает техническое значение этой части кристалла как сырья для ювелирных, оптических и пьезоэлектрических изделий. Искажения облика кристалла и присыпки позволяют ориентировать кристалл относительно направления силы тяжести. Подобные образования называют минералогическим отвесом.

Гравитационное поле Земли воздействует и на скорость растворения верха и низа кристалла. Верх кристалла растворяется быстрее по сравнению с нижней экранированной его частью. Это легко проверить на спайных параллелепипедальных обломках галита. При погружении их в воду в первую очередь округляются верхние ребра и грани, в то время как боковые и нижние грани остаются гладкими. При продолжительном растворении в нижней части кристалла появляются углубления, которые свидетельствуют о наличии вихревых (турбулентных) потоков. На природных кристаллах сверху часто видны фигуры растворения и матовый блеск, тогда как нижние грани зеркально блестящие.

В сланцеватых породах концентрация микропор линейная, она значительно больше по сланцеватости, вследствие чего поток вещества к растущему кристаллу принимает плоскопараллельную форму. Установлена зависимость облика порфириобластов пирита от ориентировки их кристаллографических направлений к плоскости сланцеватости. Если $[001]$ минерала перпендикулярно сланцеватости, то порфириобласт вырастает уплощенным параллельно ей. Если к сланцеватости перпендикулярно $[110]$, то порфириобласт получает форму псевдотетрагональной призмы, длинная ось которой параллельна сланцеватости. Когда к сланцеватости перпендикулярно $[111]$ пирита, порфириобласт приобретает облик, близкий к кубическому (рис. 22). Сланцеватые породы как анизотропная среда имеют симметрию цилиндра, и во внешней форме порфириобластов этих пород сохраняются, по мнению И. И. Шафрановского, только элементы симметрии, которые являются общими и для среды, и для порфириобласта. В породах изотропных (например, березитах) облик порфириобластов пирита изометрический.

Искажение облика кристаллов под влиянием незначительного количества добавок известно давно. Классический при-

мер представляют кристаллы NaCl, выпадающие из чистого раствора в виде куба. Добавка к раствору небольшого количества карбамида $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$ (мочевина) вызывает появление граней октаэдра в комбинации с кубом. Концентрацию карбамида в растворе можно довести до предела, тогда в огранении кристаллов останутся только грани октаэдра. Таким же характерным примером является огранение эпсомита $\text{MgSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ в зависимости от содержания в растворе буры (рис. 23).

Хуже изучено искажение облика кристаллов при изменении температуры кристаллизации и пересыщении раствора. А. В. Шубников на искусственных кристаллах установил, что с уменьшением пересыщения раствора, в котором идет кристаллизация, усложняется форма индивидов и уменьшается в них количество внутренних дефектов. Для природных кристаллов это также справедливо. Замечена и такая зависимость: чем выше температура природного процесса и чем медленнее она падает, тем крупнее образуются индивиды. Это статистическое правило подтверждается тем, что индивиды минералов из коры выветривания значительно мельче индивидов из эндогенных месторождений. В эндогенных процессах минералообразования величина индивидов возрастает с повышением температуры геохимического процесса и уменьшением скорости кристаллизации. Уместно здесь привести замечательное высказывание В. И. Вернадского: «Мне кажется, первый указал П. Кюри, что при кристаллизации, природной или искусственной, всегда получается несколько идеальных геометрических многогранников на тысячу или тысячи кристаллов... Кюри первый понял, что это природное явление, а не случайность. Природная среда всегда неравновесная и в такой неравновесной реальной системе должен образоваться неоднородный кристалл... Безупречно идеальные кристаллические формы в природе отсутствуют». Прекрасную иллюстрацию этому положению можно найти у И. И. Шафрановского и Л. В. Зыкова: среди 6000 скрупулезно измеренных октаэдрических алмазов они не встретили ни одного идеального кристалла.

Скульптура граней. Грани идиоморфных индивидов всегда неровные, они покрыты всевозможной формы и величины наростами и углублениями, поэтому теряют зеркальное отражение света. Такие несовершенства граней описываются под разными названиями: вицинали, штриховки, фигуры роста и растворения. Подобные образования отражают симметрию кристалла и в какой-то мере среду, в которой кристалл вырос и пребывал в дальнейшем. Особенно важное значение при диагностике минералов имеет штриховка: комбинационная и двойниковая. Комбинационная штриховка на грани обычно идет параллельно комбинационному ребру простых форм, которые «одевают» кристалл. Это большей частью комбинация микрограней, но более сложного символа, образующих систему

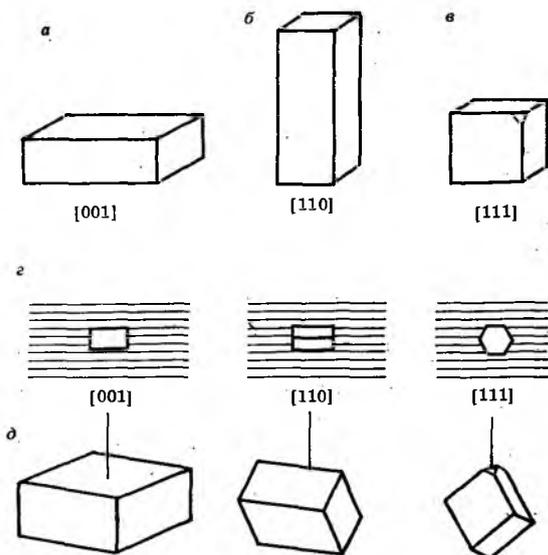


Рис. 22. Облик порфиробластов пирита (*a* — таблитчатый; *б* — призматический; *в* — кубический — две вершины куба притуплены гранями октаэдра) из кварц-серицитовых сланцев и положение кристаллов в зависимости от ориентировки кристаллографических направлений по отношению к сланцеватости (*z*, *d*)

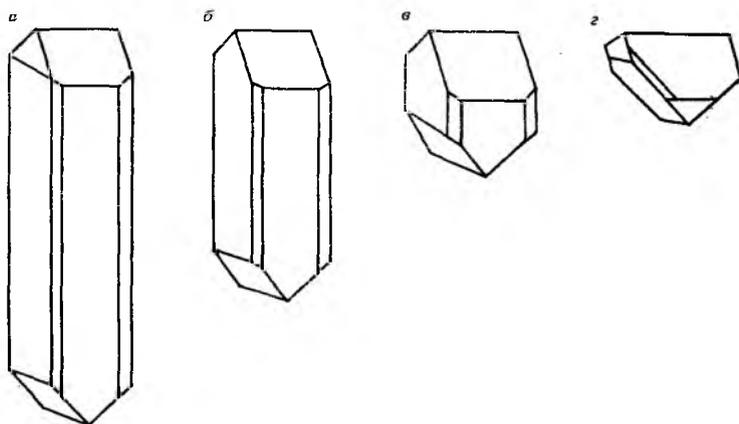


Рис. 23. Искажение облика кристалла эпсомита под влиянием примеси бору при кристаллизации из водного раствора:
Содержание бору (в %): *a* — 0,00; *б* — 0,01; *в* — 0,1; *г* — 0,4—1,0

параллельных или пересекающихся штрихов. На призматических гранях может быть вертикальная штриховка, параллельная оси z , или перпендикулярная к ней, называемая горизонтальной.

Двойниковая штриховка наблюдается в полисинтетических двойниках. Она представлена чередованием входящих и выходящих углов (гребешков и впадин), обуславливающих струйчатую поверхность грани. На гранях $\{001\}$ амазонита пересечение двойниковых полосок почти под прямым углом заметно по окраске. Двойниковая штриховка нередко фиксирует плоскости срастания двойников деформации, например, на кристаллах кальцита, корунда и гематита.

Фигуры растворения представляют собой многогранные углубления, своеобразные отрицательные кристаллы, которые позволяют определить двойниковые срастания, симметрию грани и индивида в целом.

Микроскопические пирамидальные наросты на гранях, образованные плоскими гранками, близкими по положению к грани-хозяйке, называют вициналями (соседями). Их форма разнообразна, иногда это спирали роста, особенно хорошо выраженные на искусственных кристаллах. Все несовершенства граней кристаллов повторяются для одного и того же минерала или по крайней мере для одного месторождения, так что это характерный признак не только минерала, но и его месторождения.

АГРЕГАТЫ И ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

В зависимости от условий образования и свойств самого минерала возникают агрегаты различного внешнего вида и строения. Можно различать следующие агрегаты: 1) по составу — мономинеральные, состоящие из одного минерала (мрамор), и полиминеральные, состоящие из двух и более минералов (гранит); 2) по величине зерен — плотные, мелко-, средне-, крупно- и гигантозернистые; 3) по форме зерен — таблитчато-зернистые (лабрадорит), чешуйчатые (гематит, тальк), игольчатые (актинолит), волокнистые (хризотил-асбест) и др.; 4) по расположению слагающих агрегаты индивидов в пространстве и относительно друг друга (друзы и т. д.).

Друзы — сростки или скопления хорошо оформленных кристаллов, прикрепленных к общему основанию (горный хрусталь, кальцит, полевой шпат и др.).

Конкреции — округлой формы образования преимущественно радиально-лучистого строения. Конкреции с более или менее ориентированной системой внутренних или внешних трещин называются септариями (септарии кальцита, сидерита, азурита).

Секреции — минеральные образования, выполняющие пустоты в горных породах. Секреции небольших размеров называют *миндалинами*. Многие, особенно крупные, секреции имеют

внутри полость, стенки которой часто покрыты друзами кристаллов или натеками минерального вещества. Такие образования больших размеров называют *жеодами*. Наиболее часто встречаются секреции агата, жеоды бурого железняка.

Оолиты — округлые образования, напоминающие конкреции малых размеров (обычно не более 5 мм). Для них характерно скорлуповато-концентрическое строение.

Дендриты — древовидные ветвистые агрегаты минералов. Они могут быть плоскими, имеющими как бы два измерения (отложения в трещинах пород дендритов гидроксидов марганца) и объемными (дендриты самородной меди, серебра).

Натечные агрегаты отлагаются на стенках пустот, выступах горных пород и т. д. Чаще всего это образования почко-, гроздевидной, сталактитовой формы. В пустотах, в нижних их частях от падающих сверху капель могут появиться сталагмиты. Почковидные формы минералов с металлическим блеском и лучистым скорлуповатым строением называют «стеклянной головой» (бурая стеклянная голова, красная стеклянная голова).

Налеты и примазки представляют собой тонкие пленки некоторых минералов на горных породах. Примером могут служить примазки медной зелени (малахита) и медной сини (азурита).

Землистые массы — скопления тончайших зерен-пылинок, которые часто невозможно различить невооруженным глазом. Землистые массы желтого и бурого цвета называют охристыми, черного — сажистыми.

Минеральный индивид обладает бесконечным количеством свойств, которые отличают его от других индивидов. Определенные — существенные — свойства позволяют выделить множество индивидов, обладающих эквивалентной конституцией и, следовательно, составляющих минеральный вид. За многолетнюю историю изучения минералов установлен такой набор свойств, который дает возможность надежно различать индивиды, принадлежащие к разным минеральным видам. В этом справочнике остановимся на отличительных признаках, легкодоступных для распознавания. Все отличительные признаки можно разделить на физические и химические.

Физические свойства представляют собой векторы, положение которых в кристаллическом пространстве может быть описано уравнением или графиком. Графическое выражение анизотропии кристалла является геометрическим местом точек, расстояние которых от начала координат пропорционально численному значению коэффициента, характеризующего свойства кристалла. Эта совокупность точек образует симметричную поверхность (эллипсоиды, гиперboloиды, кольца и др.). Степень симметрии такой поверхности значительно выше симметрии точечной группы ограничения кристалла. Связь между симметрией ограничения кристалла и симметрией его свойств известна под названием принципа Ф. Э. Неймана: симметрия поверхности, выражающей любое физическое свойство кристалла, включает симметрию его точечной группы. Простейшие фигуры, характеризующие свойства кристаллов, — поверхности второго порядка, соответствующие уравнению

$$\frac{x^2}{k_1^2} + \frac{y^2}{k_2^2} + \frac{z^2}{k_3^2} = 1.$$

Они выражают свойства, обусловленные волновой природой явления: теплопроводность, электропроводность, оптические свойства и др. В общем виде это эллипсоид, а k_1 , k_2 , k_3 — численные значения коэффициентов по определенным направлениям (показатели преломления, коэффициенты теплопроводности и т. д.). Соотношения между коэффициентами могут быть такими, что геометрически трехосный эллипсоид превращается в шар ($k_1 = k_2 = k_3$). Кристалл для этого конкретного

свойства оказывается изотропным. Так, оптически изотропны кристаллы кубической сингонии, но в отношении других свойств (твердость, спайность) — это типичные анизотропные тела.

Численные значения свойств, определяемые векторами, обычно сравнительно мало отличаются друг от друга. Например, экстремальные значения показателей преломления кварца $n_e = 1,553$, $n_o = 1,544$. Отсюда уравнение поверхности показателей преломления имеет вид $x^2/1,544^2 + y^2/1,544^2 + z^2/1,553^2 = 1$.

Несколько больше различия экстремальных значений показателей преломления кальцита: $n_o = 1,658$; $n_e = 1,486$. В среднем оси эллипсоидов показателей преломления отличаются друг от друга на 1—10 %.

ПЛОТНОСТЬ

Для выражения степени концентрации вещества в единице объема пользуются понятием «плотность». Плотность ρ — константа однородного вещества, численно равная отношению массы вещества m к его объему V при температуре 20 °С:

$$\rho = m/V. \quad (1)$$

Размерность этой физической величины в системе СИ — $\text{кг}/\text{м}^3$ — для мелких, часто микроскопических, зерен не обладает наглядностью. Поэтому минералогии пользуются величиной $\text{г}/\text{см}^3$.

Вариации конституции минерала непосредственно проявляются в изменчивости его плотности. Например, содержание Си в халькопирите CuFeS_2 колеблется от 30 до 35,4 % (содержание ее по формуле составляет 34,56 %), и плотность изменяется от 4,1 до 4,3 $\text{г}/\text{см}^3$. У каждого минерала значение плотности имеет некоторый диапазон.

Зная модельную конституцию минерала, можно вычислить его плотность по следующей формуле:

$$\rho = \frac{nM}{N_A V},$$

где n — число формульных единиц в элементарной ячейке кристалла объемом V ; M — молекулярная масса; N_A — постоянная Авогадро, равная $6,02 \cdot 10^{23}$ моль⁻¹.

Если объем V выразить в нм^3 , а молекулярную массу — в углеродных единицах, то формула примет вид $\rho = 0,00166 nM/V$.

Имеется много методов определения плотности — от сравнительного определения тяжести на руке до точных взвешиваний с введением всевозможных поправок. Наиболее простые приемы заключаются в измерении объема пробы V (в см^3), ее массы m (в г) и расчете плотности по формуле (1). Массу пробы

можно установить на весах, а объем — в мерном стакане. Таким способом устанавливаем значение ρ с точностью не выше $\pm 0,1$ г/см³, если объем пробы был не менее 5—10 см³. Погрешность при этом в основном зависит от точности определения объема.

Очень эффективный метод приближенного определения плотности сводится к следующему: находим массу пробы m (она должна быть 200—400 г). Затем цилиндрический сосуд, частично наполненный водой, уравниваем на весах. Не убирая сосуда с чашки весов, на тонкой проволоке в воду опускаем пробу и держим ее на весу. При этом масса сосуда увеличивается на Δm , т. е. на массу воды, которая вытесняется объемом пробы. Плотность минерала в этом случае составляет

$$\rho = m/\Delta m.$$

Для мелких образцов можно использовать метод гидростатического взвешивания. Масса минерала в воздухе $m_{в}$, а в жидкости $m_{ж}$. Плотность жидкости ρ_1 . Тогда плотность минерала будет

$$\rho = m_{в}\rho_1/(m_{в} - m_{ж}).$$

Более точен пикнометрический метод. На аналитических весах определяем массу пробы минерала m ; масса пикнометра с жидкостью A ; масса пикнометра с жидкостью и погруженным в нее минералом B . Плотность минерала вычисляется по формуле

$$\rho = m\rho_1/(m + A + B),$$

где ρ_1 — плотность жидкости (если это вода, то $\rho_1 = 1$).

Наибольшую погрешность этот метод дает в результате неполного смачивания пробы жидкостью. Если измерения проводятся в воде, то пробу нагревают в течение 2—4 ч в парах воды или держат в вакууме. Чтобы избежать больших затрат времени, пикнометр наполняют жидкостью, которая лучше смачивает минерал и обладает повышенной плотностью, но такие жидкости быстро испаряются, что приводит к погрешности за счет неодинакового наполнения пикнометра.

Тяжелые жидкости применяются в том случае, если плотность минерала близка к плотности жидкости. Сущность метода заключается в том, что смешиванием двух жидкостей большей и меньшей плотности смесь доводится до такой концентрации, при которой зерна минерала в растворе находятся в флотационном равновесии. Это равновесие наступает при равенстве плотностей минерала и жидкости. Затем каким-нибудь методом, например с помощью пикнометра, определяем плотность жидкости.

С помощью тяжелых жидкостей можно быстро сравнить плотности двух минералов, часто сходных между собой, напри-

Таблица 4

Зависимость плотности некоторых соединений от радиуса действия и атомной массы

Минерал	Химический состав	Атомная масса		Атомный, ионный радиус, нм		Плотность, г/см ³
		катиона	аниона	катиона	аниона	
Медь	Cu	63,54		0,128		8,95
Серебро	Ag	107,87		0,144		10,5
Золото	Au	196,97		0,144		19,3
Галит	NaCl	22,99	35,45	0,098	0,181	2,17
Сильвин	KCl	39,10	35,45	0,133	0,181	1,98

мер, молибденита (его плотность 4,65 г/см³) и графита (2,21 г/см³). В трибромметане (бромформе) CHBr₃, плотность которого 2,88 г/см³, графит плавает, а молибденит тонет. Подобным способом можно легко различить кварц (2,65 г/см³) и фенакит (2,98 г/см³).

По плотности минералы разделяются на три группы: легкие — до 2,5 г/см³; средние — от 2,5 до 4 г/см³; тяжелые — более 4 г/см³. Наиболее многочисленна средняя группа.

Плотность кристалла ионного типа зависит от атомной массы химических элементов, входящих в его состав, и от структуры. Понятие «структура» в большинстве случаев можно заменить величиной атомных или ионных радиусов. При равенстве радиусов атомов плотность прямо пропорциональна атомной массе (серебро и золото — табл. 4), а при увеличении радиуса повышение атомной массы может не привести к возрастанию плотности (галит и сильвин). Все же наиболее тяжелые минералы содержат элементы с максимальной атомной массой.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Оптические свойства являются результатом взаимодействия видимой части спектра лучистой энергии с минералом. Эффект взаимодействия наблюдается в том случае, если на границе среды и минерала имеется неоднородность, превышающая половину длины световой волны, отмечается дифференциальное поглощение телом видимой части спектра и существует различие в оптической плотности минерала и вмещающей среды. При этих условиях возникают дифракция света, его преломление, отражение, поглощение и рассеяние. Воспринимаемые глазом световые ощущения от предметов — результат суммы этих явлений.

Количественную оценку оптическим явлениям можно дать, определив спектральный состав и мощность светового потока Φ , взаимодействующего с минералом M , и выразив количественно в тех же единицах результат этого взаимодействия P . Схематически это можно изобразить так: $[\Phi] + [M] = [P]$. Следовательно, результат взаимодействия $[P]$ зависит в равной степени от свойств светового потока $[\Phi]$ и минерала $[M]$. Оценка результата взаимодействия $[P]$ определяется регистрирующим устройством; всевозможные технические средства и глаз человека фиксируют разные показания. Глаз дает одновременно сравнительную характеристику мощности светового потока и его спектрального состава.

Спектральный состав светового потока характеризуется длиной волны λ ; $\lambda = Tv$, где T — период колебания, равный времени, в течение которого волна совершает полный цикл колебаний; v — скорость распространения колебания. Число колебаний волны в течение одной секунды есть частота ν : $\nu = 1/T$. Следовательно, $\lambda = v/\nu$ или $\lambda\nu = v$. Скорость светового потока в вакууме составляет $3 \cdot 10^{10}$ см/с. Если $\lambda = 600$ нм, то $\nu = v/\lambda = 3 \cdot 10^{10}/6 \cdot 10^{-4} \approx 0,5 \cdot 10^{14}$ Гц, а $T = 1/\nu = 1/0,5 \times 10^{14} = 2 \cdot 10^{-14}$ с.

В любой другой среде в данном световом потоке v и λ уменьшаются, а ν и T остаются неизменными независимо от среды, в которой распространяется свет. Световой поток одной определенной длины волны называется *монокроматическим*. Действуя на глаз, он вызывает ощущение цвета (табл. 5). При таком диапазоне изменения длин волн окраска их, воспринимаемая человеком, не имеет резких границ, цвета сменяются постепенно; при оптимальных условиях глаз человека способен различать до 600 цветовых оттенков.

Электромагнитные колебания светового потока строго определенной длины волны могут быть представлены как система двух векторов: в одной плоскости периодически изменяется электрический вектор, в перпендикулярной к ней — магнитный. Такой свет называется плоскополяризованным или (для краткости, но не совсем точно) — поляризованным, а плоскости,

Таблица 5

Длины волн света и вызываемая ими окраска

Длина волны λ , нм	Цвет	Длина волны λ , нм	Цвет
<400	Ультрафиолетовый (невидимый)	530—560	Желто-зеленый
400—430	Фиолетовый	560—590	Желтый
430—470	Синий	590—620	Оранжевый
470—500	Голубой	620—760	Красный
500—530	Зеленый	>800	Инфракрасный (невидимый)

в которых колеблются магнитный и электрический векторы, — соответственно плоскостями поляризации и колебаний. При исследовании минералов говорят о плоскости или направлении колебаний света. В дневном свете в изотропной среде колебания электрического вектора совершаются во всевозможных плоскостях, расположенных вдоль луча. Это естественный свет. Его схематически можно изобразить путем вращения поляризованного света вокруг луча, т. е. по направлению распространения колебаний.

При изучении минералов можно применять специальные осветители, но они дороги и не всегда их можно приобрести. Самый простой и удобный осветитель — настольная лампа с молочным стеклом или люминесцентная лампа дневного света.

Очень важно правильно выбрать фон, на котором рассматривается минерал: черные минералы лучше исследовать на белом фоне, а светлоокрашенные — на черном или сером, создавая контрастность в окраске минерала и фона.

Преломление света

Преломление света изотропными телами подчиняется законам Снеллиуса—Декарта.

1. Падающий и преломленный лучи, а также перпендикуляр, восстановленный к границе раздела сред в точке падения, лежат в одной плоскости.

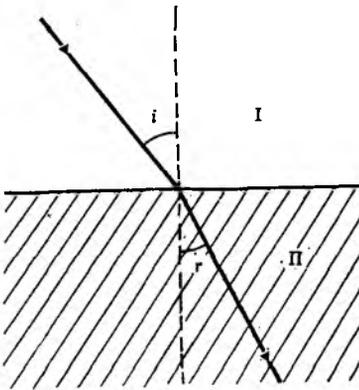
Луч, отраженный от диэлектрика, частично поляризован, колебания света совершаются перпендикулярно плоскости падения. Преломленный луч также частично поляризован. Колебания его происходят в плоскости преломления. Максимальной поляризации свет достигает при условии, когда угол между отраженным и преломленным лучами составляет 90° .

2. Отношение синуса угла падения лучей $\sin i$ к синусу угла преломления $\sin r$ — величина постоянная для данной пары изотропных сред и не зависящая от угла падения. Эта величина, определяемая конституцией вещества и длиной волны света, называется *показателем преломления* n_{2-1} второй среды относительно первой. Если скорость света в первой среде обозначить v_1 , длину волны λ_1 , а во второй среде — соответственно v_2 и λ_2 , то показатель преломления света равен отношению скорости света в этих средах (рис. 24):

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} = n_{2-1}.$$

Абсолютный показатель преломления определяется как отношение скорости света в вакууме C к скорости света в среде v . Если абсолютный показатель преломления среды I — n_1 , а среды II — n_2 , то $n_{2-1} = n_2/n_1$. Показатель преломления воздуха

Рис. 24. Преломление света на границе двух сред I и II



$n_{\text{в}}$ относительно вакуума составляет 1,00029, значит $n_{\text{в}} \approx 1,000$ и скорость света в воздухе $v_{\text{в}} \approx c$.

При рассмотрении предметов через высокопреломляющие среды возникают зрительные иллюзии, в частности некоторое увеличение предметов и смещение их с истинного местоположения. Для минералога важно видимое смещение точки с истинного местоположения. Если через плоскопараллельную пластинку толщиной h рассматривать точку в направлении, почти перпендикулярном к ее плоскости, то устанавливается связь между показателем преломления пластинки n и смещением точки на величину Δh :

$$n \approx h / (h - \Delta h).$$

Эту зависимость можно использовать для приблизительной оценки показателей преломления минерала.

Примерная связь между плотностью ρ и n определяется уравнением

$$n = 1 + r\rho,$$

где r — коэффициент удельной рефракции (для кислородных соединений он равен 0,20—0,22). Вычисленные по этой формуле значения показателей преломления для силикатов имеют хорошую сходимость с измеренными. Более точно зависимость между удельной рефракцией r и показателем преломления определяется по формуле

$$r = \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \cdot \frac{1}{\rho}.$$

Под влиянием светового потока электроны в молекулах смещаются — поляризуются. Приближенное значение поляризации выражает коэффициент R , называемый молекулярной, или мольной, рефракцией. Этот коэффициент и молекулярная

Таблица 6

Вычисленные n_v и измеренные n_n показатели преломления некоторых минералов

Минерал	n_v	n_n
Галит	1,58	1,544
Кварц	1,57	1,553
Ортоклаз	1,51	1,52—1,53
Шпидель	1,68	1,72

масса M химического соединения с показателем преломления n связаны уравнением

$$n = \sqrt{\frac{V + 2R\rho}{V - R\rho}}, \quad (2)$$

где $V = M/\rho$. Молекулярная рефракция R отражает поляризацию атомов, которые входят в состав молекулы минерала. Для органических соединений она равна сумме атомных рефракций. Их в данном случае можно рассматривать как пай силы светопреломления, которые вносят атомы в молекулу вещества. В первом приближении атомная рефракция пропорциональна эффективному радиусу действия иона. Примером может служить значение атомной рефракции следующих ионов: $\text{Na}^+ = 0,7$; $\text{K}^+ = 2,85$; $\text{Mg}^{2+} = 0,4$; $\text{Al}^{3+} = 0,3$; $\text{Si}^{4+} = 0,25$; $\text{F}^- = 2,20$; $\text{Cl}^- = 8,45$; $\text{Br}^- = 12$; $\text{I}^- = 18,48$; $\text{O}^{2-} = 3,3 - 3,6$. Величина молекулярной рефракции в основном обуславливается анионом. Особенно низкое значение R имеют катионы, обладающие большими зарядами и малыми ионными радиусами. Точность вычисленных по формуле (2) показателей преломления вполне удовлетворительная (табл. 6).

Формула (2) показателя преломления позволяет сформулировать следующее правило: показатель преломления возрастает с увеличением плотности минерала, молекулярной массы и радиусов действия атомов, входящих в его состав.

Двойное лучепреломление

Светопреломление многих кристаллов отличается от преломления света аморфными телами тем, что луч света, попадая в такой кристалл, расщепляется на два плоскополяризованных луча, обладающих разными скоростями, а следовательно, и разными показателями преломления; плоскости колебаний этих лучей взаимно перпендикулярны. Это явление носит название *двойного лучепреломления*.

Если луч света из изотропной среды падает перпендикулярно на пластинку из кристалла средней категории, то один из плоскополяризованных лучей проходит через кристалл, не

испытывая преломления; он называется обыкновенным o . При этих же условиях второй луч в кристалле испытывает преломление и отклоняется от своего первоначального направления; он называется необыкновенным e .

Показатель преломления обыкновенного луча n_o не зависит от угла падения i и является величиной постоянной. Показатель преломления необыкновенного луча n_e зависит от угла падения i , а значит, и от направления, по которому этот луч распространяется, т. е. необыкновенный луч не подчиняется закону Снеллиуса—Декарта.

Разность между наибольшим и наименьшим показателями преломления есть сила двойного лучепреломления. В кристаллах оптического кальцита $n_o = 1,658$; а n_e изменяется от 1,658 до 1,485 (для его характеристики берется экстремальное значение $n_e = 1,485$), тогда сила двойного лучепреломления $n_o - n_e$ составит 0,173. Вследствие этого изображение точки на бумаге при рассмотрении ее через кристалл исландского шпата в направлении, перпендикулярном к плоскости спайности по (1011), кажется двойным.

Две смещенные точки лежат в плоскости, проходящей через L_3 и перпендикулярной к плоскости спайности кристалла. Изображение ближней к глазу точки дает обыкновенный луч (чем выше показатель преломления среды, тем меньше фиктивное расстояние до предмета), а дальней — луч необыкновенный. Колебание света обыкновенного луча совпадает с большой диагональю ромба, представляющего собой плоскость спайности, а необыкновенного луча — с малой диагональю. При вращении кристалла одна из точек (для обыкновенного луча) остается на месте, а вторая (для необыкновенного луча) описывает вокруг первой окружность.

В кристаллах низших категорий оба плоскополяризованных луча необыкновенные и не подчиняются закону Снеллиуса—Декарта. В них показатели преломления определяются направлением, по которому распространяется луч света.

В кристаллах кубической сингонии нет двойного лучепреломления. Свет, попадая в кристаллы этой категории, не поляризуется и распространяется по всем направлениям с одинаковой скоростью.

Для описания оптических свойств кристаллов О. Френель — один из основоположников волновой оптики — в 1818 г. предложил использовать вспомогательные поверхности, которые упрощенно можно построить следующим образом. Внутри кристалла помещаем светящуюся точку. В результате по каждому направлению от нее будут распространяться два луча SM_1 и SM_2 , которые имеют разные скорости (рис. 25) и колебания в которых взаимно перпендикулярны. По направлению их колебаний AA' и BB' от точки O отложим отрезки, пропорцио-

Рис. 25. Построение оптической индикатрисы

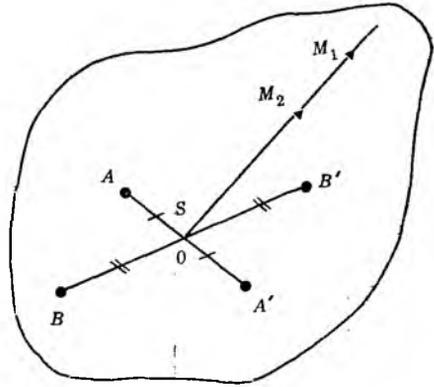
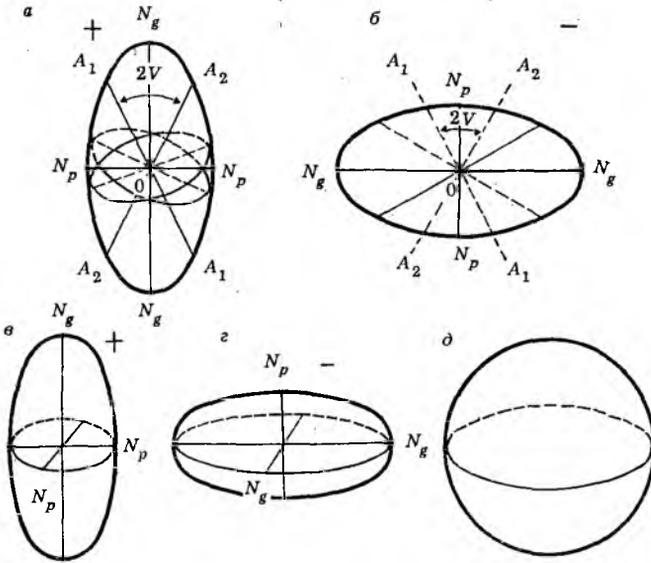


Рис. 26. Оптические индикатрисы кристаллов различных категорий:

a — *b* — *низшей* (*a* — положительная, *b* — отрицательная — сечение по $N_g - N_p$), *в* — *г* — *средней* (*в* — положительная, *г* — отрицательная), *д* — *высшей* (кубическая сингония; шар)



нальные показателям преломления этих волн, что дает нам четыре точки — *A*, *A'*, *B* и *B'*. Сделав полное построение в пространстве, получим совокупность точек, которые в общем виде представляют собой поверхность второго порядка — геометрически трехосный эллипсоид, симметрия которого $3L_23PC$. Полуоси эллипсоида являются экстремальными значениями показателей преломления кристалла: n_g — наибольшим; n_p — наименьшим и n_m — средним. Эллипсоид показателей преломления, или *оптическая индикатриса* (указательница), описывается уравнением

$$\frac{x^2}{n_g^2} + \frac{y^2}{n_m^2} + \frac{z^2}{n_p^2} = 1.$$

Таблица 7

Классификация эллипсоидов показателей преломления

Эллипсоид	Относительные значения показателей преломления	Оптические оси	Биссектриса $2V$	Знак	Категория	Форма эллипсоида (мнемоническое правило)
Двухосный	$n_g \neq n_m \neq n_p$	Перпендикуляры к двум круговым сечениям, проходящим через N_m	N_g N_p	$+$ $-$	Низшая	Огурец Тыква
Одноосный	$n_g \neq n_m = n_p$ $n_e > n_o$	$N_g = N_e$	$2V=0$	$+$	Средняя	Огурец
	$n_g = n_m \neq n_p$ $n_e < n_o$	$N_p = N_e$	$2V=0$	$-$		Тыква
Изотропный	$n_g = n_m = n_p$	Любое направление	$-$	Нет	Высшая	Шар

В этой фигуре есть два круговых сечения, которые проходят через среднюю ось N_m . Линии, перпендикулярные к этим круговым сечениям OA_1 и OA_2 , называются *оптическими осями* (рис. 26). По ним двойное лучепреломление не происходит. Для описания оптической индикатрисы берется острый угол между оптическими осями $2V$. Плоскость, определяемая осями индикатрисы N_g и N_p , называется *плоскостью оптических осей*; в ней лежат оптические оси. При $N_g \neq N_p \neq N_m$ эллипсоид оптически двухосный. Если биссектрисой острого угла $2V$ служит N_g , то эллипсоид *оптически положительный* ($+2V$), а если биссектриса совпадает с N_p , то эллипсоид *оптически отрицательный* ($-2V$). Оптически двухосную индикатрису имеют кристаллы низшей категории (табл. 7).

При равенстве двух полуосей геометрически трехосный эллипсоид превращается в эллипсоид вращения, который имеет одно круговое сечение. Перпендикулярно этому сечению двойное лучепреломление не происходит, и это направление является оптической осью. Такой индикатрисой обладают кристаллы средней категории. В них оптическая ось совпадает с осью высшего наименования, на ней располагается N_o или N_e . Если оптическая ось совпадает с наибольшей осью ($N_g \neq N_m = N_p$), то $N_g = N_e$, т. е. эллипсоид оптически положительный, и $N_e > N_o$, а если совпадает с наименьшей осью ($N_p \neq N_m = N_g$), то $N_p = N_e$, т. е. эллипсоид оптически отрицательный, и $N_e < N_o$. Если полуоси равны ($N_g = N_m = N_p$), то эллипсоид превращается в шар. Такая индикатриса свойственна

изотропным кристаллам и аморфным телам. Оптически изотропные кристаллы кубической сингонии обладают $4L_3$, которые возможны только у шара. Следовательно, по закону Неймана симметрия фигуры, выражающей значение показателей преломления (шар), включает симметрию огранения кристаллов.

Численные значения n_o , n_e , n_g , n_m , n_p , $\pm 2V$ и $n_g - n_p$ называются *оптическими константами*. Это очень характерные признаки кристаллического вещества, которые позволяют определять отдельные минеральные зерна величиной от 0,0005 мм и более.

Из общего числа (1500) изученных минералов 25 % имеют средний показатель преломления от 1,5 до 1,6 и столько же — от 1,6 до 1,7. Следовательно, 50 % минералов имеют показатели от 1,5 до 1,7. Их плотность колеблется от 2,5 до 3,5 г/см³. Минералы по осности и оптическому знаку распределяются следующим образом (в %):

Оптические изотропные	14,9
Одноосные:	
положительные	6,8
отрицательные	13,8
Двухосные:	
положительные	30,3
отрицательные	31,8
Неопределенные	2,4

Это свидетельствует о том, что преобладают минералы сложного состава, которые кристаллизуются в низшей категории, и поэтому более 62 % минеральных видов оптически двухосные. Наибольшее число минералов имеют силу двойного лучепреломления около 0,018.

Отражение, пропускание, поглощение и рассеяние света

Между силой света I_0 , падающего на кристаллическую пластинку (рис. 27), силой отраженного света I_r , поглощенного I_a и силой света I_t , прошедшего через пластинку толщиной 1 см, существует следующая зависимость: $I_0 = I_r + I_a + I_t$. Каждая из величин правой части этого равенства I_x в той или иной степени зависит от спектрального состава света и конституции минерала. Для одного и того же вещества отношения I_x/I_0 представляют собой правильную дробь; эти отношения характеризуют минерал, являясь коэффициентами отражения R , поглощения A и пропускания T . Алгебраическая сумма этих коэффициентов равна единице: $R + A + T = 1$.

При отражении света от частиц, соизмеримых с длиной волны света λ , происходит преобразование света, которое со-

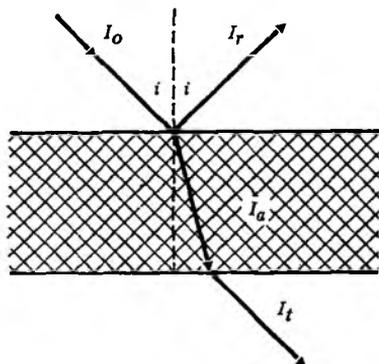


Рис. 27. Распределение интенсивности светового потока I_0 при его отражении I_r , пропускании I_t и поглощении I_a

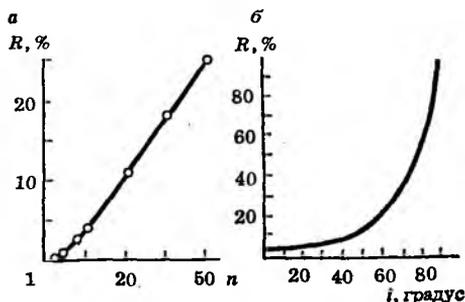
проводится изменением направления его распространения и свечением вещества. Это рассеяние света. Для его возникновения достаточно незначительной неоднородности, например флуктуации в газах, вызванной тепловым движением молекул. Дефекты в кристаллах представляют собой характерный пример таких неоднородностей, поэтому в каждом минеральном индивиде в какой-то форме рассеяние света проявляется (облачное замутнение, окраска, отливы и т. д.). Примерами могут служить следующие минералы: нефелин, опал, адуляр (лунный камень) и др.

Отражение, пропускание, поглощение и рассеяние света обуславливают те явления, которые в практике описания минералов именуется блеском, прозрачностью, цветом в массе и порошке. Все эти свойства минералов были установлены в конце XVIII в. и до настоящего времени их в минералогии определяют визуально и описывают качественно. Только в последние 20—30 лет попытались выявить некоторые из них инструментально и выразить количественно. Однако качественная («чувственная») характеристика оптических свойств минералов не потеряла своего значения.

Отражение света существенно зависит от шероховатости отражающей поверхности. Если на пластинку с высотой выступов (шероховатостей) h падает свет длиной волны λ под углом i , то при $h \cos i \ll \lambda$ отражение будет зеркальным. В другом случае наблюдается диффузное (рассеянное) отражение. Между диффузным и зеркальным отражениями имеются постепенные переходы.

Если из светового потока интенсивностью I_0 зеркально отражается поток I_r , а диффузно — поток I_a , то отношение интенсивности зеркально отраженного светового потока к интенсивности падающего будет называться коэффициентом отражения, или отражательной способностью R : $R = I_r/I_0$. Эта величина маленькая, ее обычно выражают в процентах. Отношение интенсивности диффузно отраженного света к интенсивности па-

Рис. 28. Зависимость коэффициента отражения R от показателя преломления n (а) и угла падения света i (б)



дающего света называют коэффициентом диффузного отражения R_a , или альбедо (белизна): $R_a = I_a/I_0$.

Отражательная способность (коэффициент отражения) R минерала при нормальном падении света определяется выражением

$$R = \frac{(n - n_0)^2 + k^2 n^2}{(n + n_0)^2 + k^2 n^2},$$

где n — показатель преломления минерала; n_0 — показатель преломления среды, в которой наблюдается отражение света; k — показатель поглощения света.

Особенно большой отражательной способностью обладают непрозрачные минералы, для которых характерно высокое значение k . В первом приближении можно считать, что с увеличением электропроводности R повышается. Для прозрачных минералов, у которых $k \approx 0$, угол падения $i = 0$, а отражение наблюдается в воздухе ($n_0 \approx 1$), отражательная способность в основном зависит от n минерала (рис. 28, а):

$$R = \frac{(n - 1)^2}{(n + 1)^2}.$$

Заменив n плотностью ρ и коэффициентом удельной рефракции r ($r \approx 0,2$), получим

$$R = \frac{r^2 \rho^2}{(r\rho + 2)^2} = \frac{0,04\rho^2}{(0,2\rho + 2)^2}.$$

Таким образом, чем больше плотность минерала, тем выше его отражательная способность.

При прочих равных условиях отражательная способность существенно зависит от угла падения i : по мере его увеличения повышается и R (см. рис. 28, б), причем до $i = 50^\circ$ R растет сравнительно медленно, а затем — быстро. Для характеристики минерала значение R приводится при $i = 0$; указывается также λ излучения или же эта константа дается для белого света.

Установленная визуально отражательная способность минерала, выраженная качественно сравнением, называется блеском.

По блеску минералы делятся на две группы: с металлическим и неметаллическим блеском. Между ними выделяется промежуточная группа минералов, обладающих полуметаллическим блеском. Отражательная способность минералов с металлическим блеском — 25 % и выше; эти минералы обязательно непрозрачные, с очень большим показателем поглощения. Падающий на них свет поглощается практически полностью очень тонким поверхностным слоем. Минералы с полуметаллическим блеском в тонких пластинках прозрачные или только просвечивают; у них коэффициент отражения света от 19 до 25 %.

Минералы с неметаллическим блеском прозрачны, значение показателя поглощения у них приближается к нулю, степень блеска в основном определяется показателем преломления. Последний у таких минералов не более 2,5—3, поэтому отражательная способность их не выше 19—20 %. В интервале значений R от 1—2 до 20 % однозначно визуально выделяются тела, которые блестят как стекло и алмаз. Поэтому устанавливаются две степени неметаллического блеска: стеклянный и алмазный.

Диффузное отражение света минералами обусловлено особенностями строения их агрегатов: минералы землистого строения характеризуются матовым блеском; прозрачные минералы параллельно-волокнистого строения имеют диффузно-направленное отражение, определяющее их шелковистый блеск. Явление интерференции в тонких пластинках прозрачных минералов вызывает их перламутровый блеск, а в непрозрачных минералах, обладающих металлическим блеском, это явление называют побежалостью. Сравнение минералов по степени блеска, значению n и R приведено в табл. 8.

Пропускание света, так же как и отражение, может быть направленным, диффузным (рассеянным) и смешанным. В окрашенных растворах, в которых содержание пигмента можно изменять при небольших концентрациях, пропускание света T обратно пропорционально концентрации C , т. е. $TC = \text{const}$. Это выражение в первом приближении справедливо для цветных кристаллов.

Коэффициент пропускания света T иногда заменяют десятичным логарифмом обратной величины ($\lg 1/T$), которую именуют оптической плотностью D .

Значение T в минералах большей частью определяется поглощением света, которое обусловлено конституцией и ее дефектами. Диффузное пропускание вызывается неоднородностью строения индивидов (газожидкие включения, трещины и др.); такое же пропускание света имеют агрегаты (мрамор, гранулированный кварц). Однако и отражение света влияет на светопропускание. Если пренебречь поглощением света, положив $A = 0$, то

$$T = 1 - R = 1 - \frac{(n - n_0)^2 + k^2 n^2}{(n + n_0)^2 + k^2 n^2} = \frac{4nn_0}{(n + n_0)^2 + k^2 n^2},$$

Таблица 8

Зависимость между плотностью, показателем преломления и блеском минералов

Группа блеска	Блеск	Общая характеристика			Минерал			
		отража- тельная способ- ность R, %	показатель преломления n	плот- ность, г/см ³	название	отража- тельная способ- ность R, %	показатель преломления n	плотность, г/см ³
Неметаллическая	Стекланный	2—10	1,3—1,9	1—4,3	Лед Кварц Корунд Гранаты	2 4,5 7,8 7,5—9,5	1,31 1,54 1,77 1,76—1,79	0,92 2,65 4,1 3,5—4,3
		10—19	1,9—2,6	4,5—7	Циркон Касситерит Сфалерит Алмаз	10 12 16 17	1,95 2,00 2,37 2,42	4,5 7,0 4,0 3,5
		19—25	2,6—3	—	Ильменит Колумбит Магнетит Гематит	19—20 17,5 22 25	— 2,45 — 3,0	4,7 5,2 4,8—5,3 5—5,3
Металлическая	Металлический	>25	>3	>3	Галенит Пирит Платина Золото Серебро	43 53 80 85 94	— — — — —	7,4—7,6 4,9—5,2 21,5 15,6—19,3 10,1—11,1
		—	—	—	Мел Пирролюзит	— 18	1,485—1,658 —	2,72 5,04—5,24
Диффузная *	Шелковистый	—	—	—	Селенит Хризотил- агбест	— —	1,523 1,569	2,35 2,36—2,55

* Строение агрегата этой группы земистое и параллельно-волокнистое.

где n и n_0 — показатели преломления соответственно минерала и среды.

Если показатель поглощения $k = 0$, то светопропускание T в среде с показателем преломления n_0 определяется выражением

$$T = \frac{4nn_0}{(n + n_0)^2}.$$

Если среда — воздух, то $n_0 = 1$. Тогда

$$T = \frac{4n}{(n + 1)^2}.$$

Следовательно, чем выше n минерала, тем ниже светопропускание и выше отражательная способность (блеск минерала). Так, у кварца $n = 1,54$; $T = 96\%$ и $R = 4\%$; у алмаза $n = 2,42$; $T = 83\%$, а $R = 17\%$. С увеличением показателя преломления среды, в которой находится зерно минерала, увеличивается его светопропускание и уменьшается отражательная способность, поэтому, для того чтобы рассмотреть внутреннее строение кристалла, его поверхность смачивают жидкостью (у воды $n = 1,333$, у глицерина $n = 1,47$).

Поглощение света обуславливается потерей энергии светового пучка, проходящего сквозь вещество. Это происходит в результате превращения ее в другие виды внутренней энергии, главным образом в тепловую. Мерой поглощения света служат две величины: коэффициент поглощения A и показатель поглощения k . Коэффициент поглощения светового потока телом равен отношению поглощенного светового потока Φ_a к потоку, падающему на него Φ_0 : $A = \Phi_a/\Phi_0$. Показатель поглощения k (см^{-1}) — величина, обратная расстоянию, на котором световой поток ослабляется в результате поглощения в e раз ($e = 2,72$, $k = -\ln T$).

Как правило, светопоглощение выражают через показатель поглощения света k . Если на пластинку толщиной h падает световой поток силой I_0 , то через пластинку пройдет световой поток силой $I_t = I_0 e^{-kh}$. Для идеально прозрачных тел $k = 0$ ($e^0 = 1$), а для совершенно непрозрачных $k = \infty$ ($e^\infty = 0$).

Величина k для одного и того же вещества является функцией длины волны λ излучения: $k = f(\lambda)$. Графическое выражение этой функциональной зависимости для какого-либо вещества называется кривой спектрального поглощения. Все прозрачные в видимой части спектра вещества имеют сильное избирательное поглощение в инфракрасной и ультрафиолетовой частях спектра. Наибольшей прозрачностью обладают минералы с ионной связью: флюорит CaF_2 , сильвин KCl , галит NaCl , кварц SiO_2 . Все эти минералы — типичные диэлектрики. С увеличением удельной электрической проводимости γ резко возрастает величина k (проводники электрического тока прак-

тически непрозрачны). Большой способностью поглощать свет в видимой области спектра характеризуются красители. Слой красителя толщиной 0,0001 мм почти полностью поглощает проходящий через него свет длиной волны, соответствующей максимальному значению k .

Рассеяние света — отклонение его лучей от первоначального направления — происходит, когда в среде встречаются неоднородности размером менее половины длины волны света ($< \lambda/2$). Оно проявляется как свечение вещества (несобственное свечение). Среда с большим количеством неоднородностей называется мутной; в ней при наблюдении сбоку виден путь светового потока. Этот эффект называется *опалесценцией* (по минералу опалу), или явлением Тиндаля. Рассеивание света происходит от частиц, диаметр которых менее длины волны света; более крупные частицы обуславливают отражение света, не зависящее от длины световых волн.

Интенсивность рассеянного света I в какой-то степени подчиняется закону Релея:

$$I = I_0 9\pi \frac{nV^2}{\lambda^4 x} \left(\frac{N_1^2 - N_2^2}{N_1^2 + 2N_2^2} \right)^2 (1 + \cos^2 \alpha),$$

где I_0 — интенсивность падающего света; n — число частиц в единице объема среды; V — объем частицы; λ — длина волны; x — расстояние от частицы до наблюдателя; N_1 и N_2 — показатели преломления соответственно частицы и среды; α — угол между направлениями падающего и наблюдаемого света (угол рассеяния).

При $x = \text{const}$, $I_0 = \text{const}$, $\alpha = 90^\circ$ формула рассеяния света принимает вид:

$$I = C \frac{nV^2}{\lambda^4} \cdot \frac{N_1^2 - N_2^2}{N_1^2 + 2N_2^2},$$

где C — множитель пропорциональности, или (еще проще):

$$I = I_0 k n v^2 / \lambda^4,$$

где $k = C(N_1^2 - N_2^2)/(N_1^2 + 2N_2^2)$.

Численное значение дроби $(N_1^2 - N_2^2)/(N_1^2 + 2N_2^2)$ может служить мерой неоднородности среды. При $N_1 = N_2$ явление рассеяния исчезает. Неоднородности могут быть вызваны местным увеличением плотности вещества (флуктуации); например, в газах это может быть результатом беспорядочного движения молекул газа. Такое рассеяние называется молекулярным.

Рассеяние света в минералах проявляется часто. Об этом свидетельствуют облачная окраска некоторых минералов (галит, флюорит, аметист, лазурит), в состав которых не входят окрашивающие ионы, а также лунный отлив адуляра или мо-

лочно-голубая и синяя окраска некоторых жильных кварцев. Все эти явления связаны с наличием в кристаллах тонкодисперсных включений и других дефектов кристаллической структуры минерального вещества. В итоге рассеяние света от всевозможных дефектов в кристалле приводит к светопропусканию, которое характеризует мутную среду, подобную земной атмосфере.

В минералогии широко используется наглядное представление об окраске тел, которое рождается в сознании человека под воздействием мощности и спектрального состава излучений, попадающих на глаз.

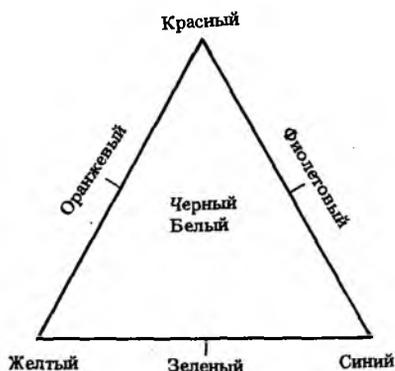
Цвет, черта и прозрачность

Цвет тела. Для минимального раздражения глаза при полной темновой адаптации необходима некоторая наименьшая мощность светового потока, которая называется порогом чувствительности глаза. Для зеленых лучей она равна примерно $3 \cdot 10^{-17}$ Вт. С повышением мощности светового потока глаз постепенно приспосабливается к его восприятию и при полной световой адаптации безболезненно воспринимает поток мощностью $2 \cdot 10^{-5}$ Вт.

Наименьший угол, при котором глаз способен отдельно воспринимать две рядом расположенные точки, называется остротой зрения. Для нормального глаза этот минимальный угол равен $1'$. Острота зрения при малых яркостях может снижаться до 1° . Нормальная острота зрения позволяет различать невооруженным глазом на расстоянии наилучшей видимости (25 см) линию длиной примерно 0,05 мм или же на расстоянии до 3 м увидеть зерно поперечником около 1 мм. Свет обладает часто сложным спектральным составом. Многие цвета однозначно определяются их спектральным составом, но по цвету предмета нельзя судить о спектральном составе света. Известно много цветов и оттенков, которых нет среди цветов спектра, например коричневый, розовый, вишневый и т. д.; в спектре нет белых и серых цветов. Физиологические и физические свойства света связаны сложной зависимостью.

Взаимодействие светового потока, представляющего собой переменное электромагнитное поле, с электромагнитным полем кристалла описывается методами квантовой механики. Сущность явления взаимодействия сводится к тому, что световая волна в кристаллическом пространстве индуцирует электродвижущую силу, численное значение которой пропорционально величине металлической связи и количеству всевозможных дефектов, так называемых центров окраски. Под влиянием световой волны возникает разупорядочение электромагнитного поля кристалла, что вызывает селективное или полное поглощение лучистой энергии. Поэтому кристаллы-проводники или полу-

Рис. 29. Цветовой треугольник смешения цветов



проводники, полностью поглощающие свет, непрозрачны, отражение света ими максимальное, что обуславливает металлический или полуметаллический блеск, светлую или темную окраску.

Для понимания окраски минералов нужно знать следующие основные положения физической оптики. Световые излучения различного спектрального состава могут произвести одинаковое цветовое впечатление. Существует несколько пар монохроматических лучей и безграничное число комбинаций сложных излучений, которые при сложении (наложении) в определенном соотношении интенсивностей создают суммарное впечатление белого цвета (аддитивное смешение спектральных излучений). Два цветных излучения, которые при суммарном действии на глаз вызывают ощущение белого цвета, называются дополнительными друг относительно друга.

При субтрактивном (разностном) смешивании двух красителей получается смесь нового цвета, которая представляет собой разность отражения из белого цвета. Например, смесь желтой и синей окрасок обладает зеленым цветом. Это схематически можно записать так: [белый] — [желтый + синий] = [зеленый]. В этой символической записи отмечается, что желтый краситель (светофильтр) гасит сине-фиолетовую часть спектра, а синий — оранжево-красную, остаток белого цвета производит впечатление зеленого. Этот зеленый цвет и называется разностным.

Разные цвета легче всего определять, пользуясь цветовым треугольником (рис. 29). Смесь различных красителей дает новый цвет, так, [красный] + [синий] + [желтый] = [черный]; [красный] + [желтый] = [оранжевый]. Этот треугольник показывает и то, что зеленая окраска появляется в результате вычитания: [белый] — [красный] = [зеленый]. Если зеленой части в белом свете нет или очень мало, тогда окраска будет другого цвета, возможна даже черная. Цвета в вершине цветного треугольника и на противоположной стороне являются

дополнительными, при их аддитивном (спектральном) смешивании возникает цвет белый.

Все разнообразие окраски минералов в основном вызвано разностными цветами, которые определяются спектрами поглощения. Остаток от неравномерного поглощения лучистой энергии из белого дневного цвета воспринимается как какой-нибудь цвет.

Так, в дневном свете киноварь HgS обладает ярко-красным цветом, а в сине-фиолетовом свете ртутно-кварцевой лампы она имеет черный цвет и типичный металлический блеск. Если минерал пропускает из дневного света все волны видимой части спектра, то он является водяно-прозрачным или бесцветным (горный хрусталь, галит). При полном поглощении всех волн света минерал приобретает черную окраску (пиролюзит, магнетит). Минералам промежуточного поглощения всех волн (между прозрачными и черными) свойственна серая окраска (галенит, молибденит, антимонит).

Такие цвета, как белые, бесцветные, серые, черные и другие, называются *ахроматическими* — в отличие от *хроматических*, которые определяют тот или иной цветовой тон. Минералы, диффузно отражающие или пропускающие все волны видимого спектра, воспринимаются глазом как белые или молочно-белые. Те минералы, которые в массе (объеме) бывают прозрачными, а в порошке обладают белым цветом, при большом количестве газообразных включений и трещин могут принимать белую окраску. Характерным примером служит лед, имеющий в массе водяно-прозрачный цвет, а переполненный включениями воздуха (пузыристый) — белый; снег же еще белее пузыристого льда. Белая окраска преобладает у светлых породообразующих минералов (полевые шпаты, кальцит, доломит, магнезит, кварц, гипс, ангидрит). В таких минералах каждый маленький участок без включений прозрачен, имеет светлый цвет или вообще бесцветен.

Зависимость цвета минерала от крупности его индивидов часто отчетливо заметна в агрегатах. Так, кристаллики малахита размером в поперечнике 1 мм и более обладают черно-зеленой окраской, с уменьшением их размера цвет становится более светлым, приобретая голубовато-зеленый оттенок — «бирюзовый малахит». В натечных агрегатах малахита чередование полосок с разной крупностью зерен создает различной насыщенности красивый зеленый узор. Всего только величина индивидов малахита в его натечных агрегатах (перефразируя А. Е. Ферсмана) обуславливает густоту и прелесть зеленого тона, разнообразие оттенков; своеобразие и разнообразие рисунка придают этому камню особую красоту, которая производит неизгладимое впечатление.

В зависимости от крупности индивидов гетита, главной составной части полиминеральной смеси — лимонита, цвет изме-

няется от почти черного (черновато-бурый) через более светлые тона бурого до охряно-желтого.

Черта минерала. У всех без исключения минералов цвет в объеме и порошке существенно различен. Цвет минерала в порошке получил название *черты минерала* или просто *черты*. Ее определяют обычно на фарфоровой пластинке, которую можно заменить белым тонкозернистым керамическим кружком из электрокорунда. Если на пластинке минерал не оставляет черты, то его истирают в тонкий порошок, цвет которого и представляет собой черту. В порошке все минералы многократно диффузно отражают свет, поэтому для непрозрачных минералов типична черная, темно-серая или темноокрашенная черта. Темноокрашенную черту имеют минералы, пропускающие свет в тонких краях (гематит, хромшпинелиды). Прозрачные минералы светлой окраски обладают белой чертой. Цветная черта свойственна темноокрашенным минералам, например крокиту, вивианиту, аурипигменту.

Давно уже замечено, что черта минерала — его характерный диагностический признак. Например, цвет пирита — желтый, «золотистый», а его черта — порошок черного цвета; это простейший прием, который позволяет однозначно отличить золото от пирита, так как черта золота — желтая блестящая. Гематит в кристаллах железно-черный, а порошок — черта — имеет вишнево-красный цвет. Порошковые руды этого минерала называют красным железняком.

Цвет черты иногда зависит от способа ее получения и крупности (дисперсности) вещества. При получении черты минерала истирание производится «на воздухе» — в окислительной среде. В этих условиях малоустойчивые минералы окисляются, а продукты изменения иногда имеют характерный цвет. Например, халькопирит — минерал латунно-желтого цвета, его черта имеет почти черный цвет, при растирании вторым бисквитом она становится темно-зеленой. Другой минерал — куприт — А. К. Болдырев описывал так: «Цвет красный с различными оттенками. . . Черта буровато-красная, но при растирании вторым фарфоровым бисквитом сначала желтеет, а потом зеленеет»; изменение черты предположительно связано с образованием малахита.

Это позволило Н. М. Успенскому сделать общее заключение: «Черта на бисквите, полученная от минерала, т. е. его тонкий порошок, иногда может служить для дальнейших исследований. . . Черта серебра от капли царской водки дает белый осадок. . . Густо натертой чертой пользуются при испытании соляной кислотой». Очень эффективно испытание черты в пламени паяльной трубки; цветная черта минералов, содержащих железо, чернеет (гетит, лепидокрокит, гематит, хромит), а если она «густо натерта», то можно заметить и магнитные свойства минерала.

Киноварь, крокоит и реальгар имеют одинаковый оранжево-красный цвет и черта их одинаковая — оранжевая, но при нагревании в пламени паяльной трубки черта крокоита и киновари чернеет, а реальгара окисляется и исчезает («испаряется»). Черта киновари после охлаждения восстанавливает свою окраску.

Кроме того, испытание черты можно проводить, добавляя каплю жидкого реактива или «сухого» реактива на «кончике ножа». Так, антимонит и висмутин по внешнему виду сходны между собой: кристаллы призматического облика, обладают совершенной спайностью, блеск — металлический, цвет — свинцово-серый, черта черная. Однако черта антимонита от капли водного раствора КОН приобретает оранжевый цвет вследствие образования оксида сульфосоли сурьмы. В этих же условиях черта висмутина не изменяется. Черта обонх минералов при нагревании в окислительном пламени разлагается и «улетучивается».

Систематическое исследование черты минералов с различными реактивами проведено М. Н. Чуевой, результаты ее работы использованы в этом определителе.

Прозрачность. Пропускание света минералами определяется только качественно, очень редко коэффициент пропускания света T можно установить с помощью инструментов. Качественно различают следующие степени пропускания света и соответственно минералы различной прозрачности: *прозрачные* (горный хрусталь); *полупрозрачные* и *просвечивающие в массе* (сильно замутненные вторичными включениями и тонкозернистые агрегаты прозрачных минералов); *прозрачные в толстых и тонких краях* (сфалерит, киноварь). Две последние степени пропускания света можно узнать по слабому свечению тонких трещин в минерале. Все в той или иной степени прозрачные минералы доступны для изучения под микроскопом в проходящем свете. *Непрозрачные минералы* изучаются в полированных шлифах в отраженном свете.

Для количественного определения пропускания света прозрачным бесцветным минералом можно воспользоваться следующим приемом. Проба минерала превращается в зерна крупностью 0,2—0,3 мм, очищается от примесей, помещается в кювету с плоскопараллельными стенками и заливается иммерсионной жидкостью с показателем преломления, близким к среднему показателю преломления минерала пробы. В таком препарате границы зерен исчезают, а видны только примеси, рассеивающие свет. Затем сравниваются интенсивности световых потоков, прошедших через препарат и эталон. Эталон приготавливается таким же способом, что и проба, но из прозрачных индивидов того же минерала или из чистой иммерсионной жидкости. Сравнение можно производить с помощью универсального фотометра и спектрофотометра.

Хромофоры и кривые спектрального поглощения. В зависимости от причины окраски, вызванной конституцией, минералы можно разделить на две группы: цветные и окрашенные. *Цветными* минералами являются те, в состав которых входят в качестве главных составных частей комплексы химических элементов, всегда обуславливающие селективное поглощение лучистой энергии. Химические элементы, которые в основном формируют поглощающие комплексы (поглощающие центры), называют *хромофорами*. Элементы-хромофоры в минеральных индивидах с удивительным постоянством вызывают определенный вид окраски; например, наличие Fe^{2+} (в небольшом количестве) в минералах почти всегда приводит к появлению зеленой и желто-зеленой окраски (амфиболы, пироксены, хлориты), а Fe^{3+} красной и буровато-красной (лимонит, гранаты). Ниже приведены другие (кроме Fe^{2+} и Fe^{3+}) важнейшие хромофоры и вызываемый ими цвет минералов: Cr^{3+} — изумрудно-зеленый цвет (уваровит, фуксит), красный (рубин), фиолетовый (кеммерерит); Cr^{6+} — красновато-оранжевый (крокоит); Mn^{2+} — розовато-красный (родонит); Ni^{2+} — яблочно-зеленый (ревдинскит); Co^{2+} — розовый (эритрин) и синий (лусакит); Cu^{2+} — зеленый (малахит) и синий (азурит); $[UO_2]^{2+}$ (уранил) — зеленый, желтый (гюямунит, отенит, карнотит); $[VO_2]^{2+} + Cu^{2+}$ — изумрудно-зеленый (торбернит).

Действие хромофоров усиливается в слоистых структурах и в присутствии H_2O или $(OH)^-$. Оперируя понятием «хромофор», нужно помнить, что окраска не является исключительным свойством одного какого-нибудь иона, она зависит от совокупности ионов: катион + анион. Примером может служить цвет следующих соединений висмута: $BiCl_3$ — бесцветный; $BiBr_3$ — желто-оранжевый и BiI_3 — черный. Соединения Fe^{2+} в силикатах, сульфатах и некоторых других минералах имеют зеленый или темно-зеленый цвет. Однако сидерит $FeCO_3$ — бесцветный, а изоморфная примесь Fe^{2+} в карбонатах не изменяет их окраски. Только при окислении железа, когда появляются ионы Fe^{3+} , окраска доломита или брейнерита приобретает бурые оттенки.

Окрашенные минералы содержат хромофоры в виде изоморфной примеси. Например, берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ без примесей бесцветен, изоморфное замещение в нем $Cr^{3+} \rightarrow Al^{3+}$ или $V^{3+} \rightarrow Al^{3+}$ вызывает изумрудно-зеленую окраску (изумруд). Отличие окрашенных минералов от цветных заключается в густоте и устойчивости окраски первых. При вариации окраски от очень яркой до бесцветной черта окрашенных минералов всегда бесцветная. Цвет их изменяется вследствие изменения окрашивающего комплекса. Это особенно часто наблюдается в минералах, примесью в которых является железо. Так, красный рутил при восстановительном обжиге становится черным. При окислительном обжиге красная окраска рутила восста-

навливается. В природе красный рутил встречается в среде, богатой кислородом, а черный — в восстановительной среде.

Хризотил-асбест и офит также изменяют окраску. Эти минералы при нагревании до 200—250 °С постепенно чернеют. В различных окислителях, особенно в H_2O_2 , хризотил-асбест постепенно теряет черную окраску и приобретает светлую, до снежно-белой. В природе черный хризотил-асбест находится ниже уровня кислородной поверхности, а золотистый — в коре выветривания. Изменение окраски минералов, содержащих железо, свидетельствует о перемене валентности его атомов в зависимости от кислородного потенциала: Fe^{3+} — слабый хромофор, и если его мало, то окраска минерала бесцветная, при высоком содержании и благоприятной «компании» — красная; Fe^{2+} и Fe^{3+} вызывают черную окраску (магнетит, биотит) или синюю (щелочные роговые обманки — глаукофан, арфведсонит; вивианит).

Особый вид окраски бесцветных минералов обусловлен дефектами их структуры, соизмеримыми с длиной волны света. Дефекты часто представлены посторонними атомами в решетке, тонкодисперсными включениями или микротрещинами. Все они в той или иной степени вызывают рассеяние, интерференцию и металлическое отражение света, аналогичное тому, какое наблюдается у жуков, надкрылья которых имеют яркий металлический блеск. Эти явления на минералах изучены недостаточно, их нередко называют псевдохроматизмом. Характерный пример такой окраски (кроме общеизвестных синей окраски галита, фиолетовой — аметиста, флюорита и др.) представляет лазурит $\text{Na}_6[\text{AlSiO}_4]\text{CaS}$ лазорево-синего цвета, в состав которого не входят ионы, образующие поглощающие комплексы. Другим примером служит минерал из группы ромбических пироксенов — бронзит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$: цвет у него буроватый, а на плоскостях спайности отмечается металловидный бронзовый отлив, обусловленный ориентированными пластинчатыми включениями моноклинного пироксена. Подобное явление свойственно и разновидности авгита, которая называется диаллагом. На плоскостях отдельности этого минерала наблюдается металлический отлив, зависящий от микроскопических призматических включений другого пироксена.

Вызванная интерференцией многоцветная окраска света — *иризация* — представляет собой радужную игру цветов при прохождении света через тонкие листочки и пластинки прозрачных минералов. Особенно эффектная иризация голубого, красного, желтого и зеленого цвета характерна для лабрадоритов, разновидность которых с такой игрой цветов раньше называлась фигурной. Прозрачные кристаллы ортоклаза, приобретающие благодаря включениям альбита синеватый серебристый отлив, называются лунным камнем. Солнечный камень — это ортоклаз, содержащий тонкие включения железной слюдки,

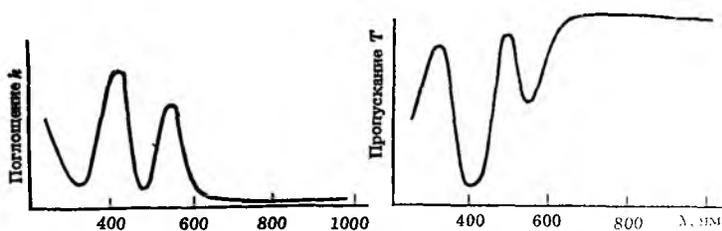


Рис. 30. Кривые спектрального поглощения и пропускания синтетического рубина

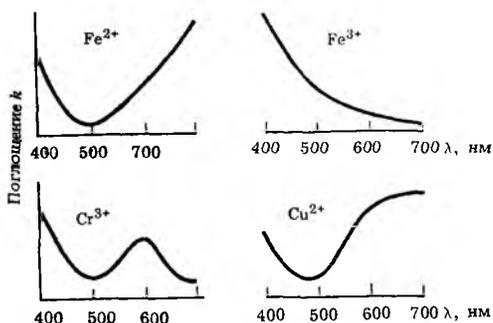


Рис. 31. Кривые спектрального поглощения некоторых хромофоров

благодаря которым он имеет желтоватый цвет с красноватым или золотистым отливом.

Чтобы количественно оценить поглощение света кристаллами, необходимо получить для прозрачных минералов кривые спектрального поглощения или кривые пропускания света. Так, кривые пропускания и поглощения, полученные для кристалла синтетического корунда (рубина), который окрашен Cr^{3+} , показывают, что его красный цвет обусловлен почти полным поглощением кристаллом сине-зеленой части спектра и пропусканием почти без поглощения — красной (рис. 30).

Из кривых спектрального поглощения некоторых хромофоров (рис. 31) особенно примечательна кривая для Cr^{3+} , на которой отмечаются два минимума поглощения: один в красной части спектра, другой — в зеленой. Если осветить некоторые кислородные соединения, содержащие Cr^{3+} , светом, в котором интенсивность красных лучей превосходит интенсивность зеленых (электрическое освещение лампами накаливания), то минерал примет красную окраску. При освещении того же минерала светом с обратным соотношением спектральных излучений (дневной солнечный свет, в котором преобладает сине-зеленая часть) его окраска становится зеленой. Такая смена окраски была открыта для разновидности минерала хризоберилла, которая получила название александрит. Примечательно, что изумруд, окраску которого связывают с изоморфной примесью хрома в берилле, подобным свойством не обладает.

Плеохроизм. Совокупность всех явлений, связанных с изменением окраски кристалла по различным его направлениям,

называется плеохроизмом (многоцветностью). Плеохроизм определяется в основном различным поглощением света в зависимости от длины волны и направления его распространения в кристалле. Эта избирательность свойственна только кристаллам оптически анизотропным. В оптически изотропных кристаллах поглощение света по всем направлениям одинаковое, поэтому кристаллы высшей категории кубической сингонии не плеохроируют. Плеохроизм наблюдают в поляризованном свете, экстремальные значения поглощения совпадают с направлением геометрических осей оптической индикатрисы: N_g , N_m и N_p . Избирательное поглощение света, которое в практике исследования минералов называется абсорбцией, вызывает не только различную окраску, но и различную густоту окраски, вследствие чего по каждой оси получается различная яркость, которая часто заметна при микроскопических исследованиях кристалла. Яркость окраски по осям индикатрисы описывается в следующем виде. Например, для зеленой роговой обманки: N_g — светло-зеленый, N_m — желтовато-зеленый, N_p — соломенно-желтый; схема абсорбции (поглощения): $N_g > N_m \gg N_p$.

Для турмалина: $N_o = N_m$ — темно-серый, иногда темно-синий (перпендикулярно к L_3); $N_e = N_p$ — желтый или буровато-желтый (совпадает с L_3); схема абсорбции: $N_o \gg N_e$ или $N_m \gg N_p$.

Интенсивность поглощения света повышается с увеличением толщины кристаллической пластинки, поэтому в толстых препаратах плеохроизм проявляется более отчетливо. В тонких пластинках из окрашенных разновидностей кварца плеохроизм никогда не заметен, а в кристаллах толщиной 1—2 см и более по оси L_2 это явление хорошо наблюдается через дихроскоп. В темноокрашенных порообразующих минералах плеохроизм хорошо виден в микроскопических препаратах и служит надежным признаком при их диагностике.

Изменение окраски минералов. Поглощение и пропускание света минералами изменяются по разным причинам. Наиболее характерная из них — дробление минерала и самозалечивание трещин, в результате чего направленное светопропускание переходит в диффузное и резко снижается его интенсивность. Поэтому окрашенные минералы становятся белыми или светлоокрашенными. Сильное влияние на цвет минералов оказывает солнечный свет, особенно прямой, под воздействием которого минералы выцветают. Это сложное явление сопровождается в основном окислительными процессами, что приводит к обесцвечиванию многих окрашенных кристаллов. От прямого солнечного света самые благородные драгоценные камни часто теряют всю прелесть своей окраски. Некоторые окрашенные минералы выцветают при нагревании (флюорит, аметист, галит, морион и др.). Иногда этот процесс обратим: морион, обес-

цветенный при нагревании, под действием рентгеновских лучей частично восстанавливает темно-бурую окраску.

Наиболее сильное изменение окраски в минералах вызывают короткие и ультракороткие излучения, в особенности обладающие большой энергией: рентгеновские, γ -катодные и другие лучи, α -частицы, нейтроны. В природе минералы продолжительное время подвергаются воздействию радиоактивных излучений U, Th, ^{40}K и др. В результате в минералах могут произойти необратимые изменения, которые выражаются в их особой окраске. Примером может служить дымчато-бурый цвет кристаллов кварца, фиолетовый — флюорита, мясо-красный — ортоклаза. Интенсивность окраски этих минералов дает приближенное представление о суммарной интенсивности радиоактивных излучений, оказывающих влияние на минерал, и, следовательно, о концентрации окружающих его радиоактивных элементов.

Как наиболее яркое проявление радиоактивных воздействий на минералы следует отметить плеохроичные, или окрашенные, ореолы, которые иногда называют также «плеохроичными двориками». По окраске они отличаются от основной массы минерала. Форма их сферическая, распределение окраски внутри молодых двориков концентрическое, а в более древних — сплошное. В середине ореола находятся радиоактивные минералы: циркон, апатит, пирохлор, монацит и др. Размер окрашенной сферы приблизительно равен пробегу α -лучей в минерале и изменяется от сотых долей миллиметра до 1—2 см в зависимости от мощности источника α -излучений и свойств минерала. Большая часть плеохроичных двориков имеет микроскопические размеры и наблюдается в породообразующих цветных минералах: биотите, роговых обманках, кордиерите. Реже они встречаются в жильных бесцветных минералах: кварце и флюорите.

Изменения окраски часто обусловлены процессами выветривания минерала: гидратацией или дегидратацией, окислением, растворением и другими процессами, нарушающими поверхностный слой минерала. Начальное выветривание как бы накладывается на процесс выцветания, минерал покрывается «загаром», при этом поверхность его тускнеет, становится шероховатой, зеркальное отражение света сменяется диффузным. При исследовании минералов этот поверхностный слой нужно удалить. При сборе минералов крайне важно выделить образцы со свежим изломом. Многие минералы свое название получили за быстрое изменение окраски: блеклые руды, пестрая медная руда — борнит (она сохраняет свой цвет в свежем изломе в течение 3—5 сут., а затем покрывается пестроцветной побежалостью).

Люминесценция

Люминесценция представляет собой собственное свечение тела, избыточное по отношению к температурному свечению. Происходит оно под влиянием какого-нибудь, преимущественно внешнего возбуждения длительностью более 10^{-10} с. В зависимости от продолжительности свечения люминесценцию условно можно разделить на флуоресценцию (свечение практически прекращается сразу после снятия возбуждения) и фосфоресценцию (длительное свечение). В зависимости от источника возбуждения люминесценция разделяется на следующие виды: фотолюминесценция (под влиянием излучения от постороннего источника), термолюминесценция (при нагревании), катодолюминесценция (катодные лучи), триболюминесценция (от удара, трения), хемолюминесценция (под действием реакций, главным образом окисления), электролюминесценция (от электрического разряда) и др.

Способностью к свечению обладают тела во всех трех агрегатных состояниях. Для нас особое значение имеет фотолюминесценция минералов. Кристаллы, светящиеся продолжительное время, называются кристаллофоры, или люминофоры.

Люминесценция характеризуется спектром, выходом и длительностью. Спектр люминесценции кристаллов большей частью сплошной, специфичен для каждого минерала; он сдвинут по отношению к спектру поглощения в сторону длинных волн. Поглощая рентгеновские или ультрафиолетовые лучи, минерал дает видимое свечение преимущественно сине-зеленого цвета, часто очень продолжительное. Таким образом, минерал люминофор является своеобразным трансформатором и аккумулятором лучистой энергии.

Выход излучения — отношение энергии излучения к энергии, затраченной на возбуждение свечения, — зависит от конституции минерала и может достигать 50—60 %. В первом приближении энергетический выход люминесценции до известного предела растет пропорционально длине волны λ возбуждающего излучения, а затем резко падает до нуля.

Свечение в кристаллах возникает только при нарушениях структуры, что может произойти как в процессе роста, так и в дальнейшем. Примеси некоторых посторонних атомов в решетке минерала могут усиливать свечение (активаторы) или гасить его. Причем в одном случае атомы определенного химического элемента гасят свечение, а в другом те же атомы возбуждают его. В сернистых соединениях цинка и кадмия примеси железа в количестве 10^{-6} % резко уменьшают яркость люминесценции; в кальците атомы марганца в ультрафиолетовом свете возбуждают оранжево-желтое свечение. Отбраковка исландского шпата для поляризаторов проводится в ультрафиолетовом свете; годными для изделий считаются индивиды каль-

Таблица 9

Люминесценция некоторых минералов в ультрафиолетовом свете

Минерал	Химический состав	Цвет люминесценции
Алмаз	C	Синий, зеленый
Сфалерит	ZnS	Желтый, оранжевый
Флюорит	CaF ₂	Фиолетовый
Отунит	Ca [UO ₂] ₂ (PO ₄) ₂ · 8H ₂ O	Ярко-зеленый
Шеелит	CaWO ₄	Голубой
Гипс	CaSO ₄ · 2H ₂ O	"
Кальцит	CaCO ₃ (примесь Mn)	Оранжевый
Циркон	Zr [SiO ₄]	Желтый
Кианит	Al ₂ O [SiO ₄]	Красный
Датолит	CaB (OH) [SiO ₄]	Синий

цита, которые при этом не светятся. Иногда резко гаснет люминесцентное свечение в тонкокристаллических телах.

Люминесценцией обладают минералы без металлического блеска, прозрачные, главным образом кислородные соединения (табл. 9). В минералах люминесценцию возбуждают: Mn, Sr, Ag, Cd, Cu, [UO₂]²⁺, [La], V, Fe, W, битумы. Активаторами могут быть также атомы, входящие в состав минерала в избыточном количестве: Zn — в сфалерите, Na — в галите и др.

Очень эффектна триболоминесценция («трибо» — растираю) — свечение поверхности образца кварца при трении. В темноте или полумраке поверхность гальки этого минерала дает довольно устойчивые вспышки («холодное пламя»). К сожжению, это явление на минералах не изучено.

В настоящее время в минералогии все шире применяются инструментальные методы оценки выхода люминесцентного излучения, его продолжительности и спектрального состава. Но для диагностики минералов не теряют своего значения и качественные методы описания люминесценции. Особенно характерна термолюминесценция окрашенных разновидностей флюорита, которые при легком нагревании светятся ярким фиолетовым или синим цветом.

Оптические исследования

Изучение оптических свойств минеральных индивидов начинается с определения их прозрачности, цвета и блеска. Эти операции вначале производятся невооруженным глазом, а затем обязательно с помощью короткофокусной лупы. Редко встречаются индивиды, по которым визуально можно определить прозрачность, замутненность и густоту окраски. Часто эти признаки мешает установить светопропускание в толстых краях —

в зернах размером 1—2 мм в поперечнике. В таком случае с помощью короткофокусной лупы рассматривают трещины в зерне. Свет, попадая на поверхность трещиноватого индивида, проникает внутрь его и отражается от трещин. Это позволяет легко увидеть эффект свечения трещин, если минерал прозрачен; в непрозрачных минералах трещины не светятся. При этом обращают внимание на расположение трещин с целью выявления спайности и на конфигурацию зерен с целью установления их формы. Именно поэтому исследуют не одно зерно, а множество доступных для наблюдения зерен.

Короткофокусная лупа совершенно незаменима при изучении минералов. В лупу рассматривают мнимое прямое и увеличенное изображение. Для этого зерно помещают между линзой и фокусом, а глаз при этом должен находиться в заднем фокусе. Требуется так расположить объект исследования, чтобы на него падал максимум света, а глаза наблюдателя находились в тени.

Если минерал прозрачен, то его исследуют в иммерсионных жидкостях. Исследование в иммерсионных препаратах позволяет сравнивать показатели преломления жидкости и минерала. Предварительно определяют блеск минерала: чем сильнее он блестит, тем выше у него показатель преломления. На основании этого можно выбрать жидкость для иммерсионного исследования, у которой n приближается к показателю преломления минерала. Иммерсия широко применяется в практике микроскопических исследований.

Плоскополяризованный свет получают с помощью двояко-преломляющих кристаллов. Для этого достаточно один из поляризованных лучей каким-нибудь образом погасить, тогда другой луч даст полностью поляризованный свет. Существует множество конструкций (по типу призмы) для получения поляризованного света с использованием кристаллов исландского шпата. Они называются николи, по имени ученого Эдинбургского университета У. Николя, который впервые изобрел такую призму. Эти совершенные, но очень дорогие призмы применяются в настоящее время только в специальных приборах. В практике минералогических исследований широко используются поляроиды, они дают до 95 % поляризованного света. Их устройство основано на следующем явлении. В оптически анизотропных кристаллах поляризованные лучи света поглощаются неравномерно. Большой частью это визуально заметить невозможно, но кристалл черного турмалина пропускает только свет, колебания которого совершаются в плоскости, параллельной L_3 , т. е. призматический кристалл турмалина полностью поглощает световые колебания, которые совершаются перпендикулярно его удлинению.

Если две пластинки из кристалла турмалина, вырезанные параллельно L_3 , сложить, то интенсивность света, проходящего

через них I , определится законом Малюса: $I = I_0 \cos^2 \gamma$, где I_0 — интенсивность светового потока, выходящего из первой пластинки; γ — угол между осями L_3 , которые перпендикулярны к плоскостям поляризации пластинок. При вращении одной пластинки относительно другой I изменяется от максимального значения (при $\gamma = 0^\circ$) до минимального (при $\gamma = 90^\circ$). Когда $\gamma = 0^\circ$, плоскости поляризации пластинок параллельны, свет максимальный; при $\gamma = 90^\circ$ он гаснет (максимальная темнота) — николи скрещены (+).

Картина решительно меняется, если между скрещенными николями поместить двоякопреломляющую пластинку. В этом случае получаем систему: николю—кристалл—николь. Первый николю, расположенный внизу, называется поляризатором, а второй, расположенный сверху, — анализатором. Световые колебания из поляризатора попадают на кристаллическую пластинку, испытывая двойное лучепреломление, и расщепляются на два плоскополяризованных луча 1 и 2 , плоскости колебаний которых взаимно перпендикулярны (рис. 32). Каждый из лучей обладает своим показателем преломления и, следовательно, своей скоростью. Когда эти лучи проходят через кристалл, между ними возникает разность хода Γ , равная опережению одного луча другим. Эта разность хода в первом приближении пропорциональна разности показателей преломления лучей: $n'' - n'$, т. е. силе двойного лучепреломления (двупреломления) в данном сечении кристалла, и толщине пластинки h . Откуда $\Gamma = h(n'' - n')$. Поэтому каждый из лучей в анализатор попадает в свое время, один из них (2) немного опаздывает.

Анализатор AA' разлагает луч 1 на два взаимно перпендикулярных: $1'$ и $1''$. Колебания $1''$ анализатор погасит, потому что они совершаются в плоскости, перпендикулярной AA' . Через анализатор проходят только колебания в плоскости AA' . В нашем примере в анализаторе окажется луч $1'$. С некоторым опозданием в анализатор попадает луч 2 и также будет разложен на два взаимно перпендикулярных луча: $2'$ и $2''$, из которых $2''$ будет погашен. Итак, через анализатор проходят два когерентных луча $1'$ и $2'$, колебания которых совершаются в одной плоскости. Это и вызывает интерференцию между ними, в результате чего из анализатора выходит световой поток, интенсивность и спектральный состав которого определяются интерференцией лучей света $1'$ и $2'$, что и обуславливает цвет и его интенсивность, которые приобретает кристаллическая пластинка «в скрещенных николях» (николи +). Этот суммарный цвет кристаллической пластинки называется ее *интерференционной окраской*.

При освещении препарата монохроматическим светом интерференционная окраска одноцветная, но различной интенсивности; при освещении белым светом — многоцветная, вызванная

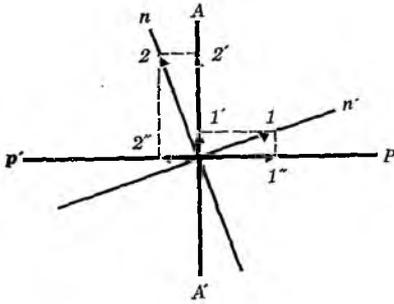


Рис. 32. Объяснение явлений интерференции (см. текст)

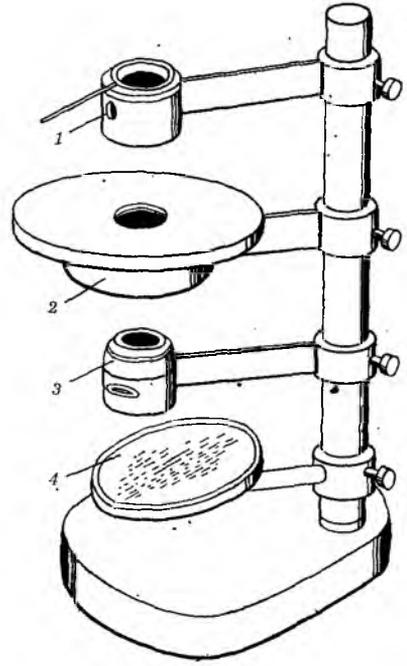


Рис. 33. Прибор для изучения кристаллов в поляризованном свете:

1 — анализатор; 2 — столик; 3 — поляризатор; 4 — зеркало (осветитель)

явлениями вычитания некоторой части спектра из белого цвета в результате интерференции между лучами $1'$ и $2'$. Цвет и интенсивность окраски изменяются при вращении пластинки. Если пластинка имеет неравномерную толщину d , то окраска будет радужной. Интерференционные цвета тем ярче, чем больше двупреломление пластинки и ее толщина. Зерна одного и того же бесцветного кристалла, но разной толщины и разной ориентировки в скрещенных николях имеют разную изменяющуюся интерференционную окраску.

Если $n' - n'' = 0$, кристаллы оптически изотропные; они черные или темно-серые при любых положениях кристалла в скрещенных николях. Следовательно, кристаллы кубической сингонии и аморфные тела в скрещенных николях интерференцию света не вызывают. О таких телах говорят, что на поляризованный свет они не действуют. Отсюда ясно, какое большее значение имеет исследование кристаллов в поляризованном свете.

Для изучения минералов в поляризованном свете лучше всего иметь любой конструкции поляризационный микроскоп, но если серийного поляризационного микроскопа нет, можно использовать заменитель, с помощью которого удовлетворительно определяются многие оптические свойства. Особенно полезно изготовить такой заменитель будущему специалисту-

минералогу или петрографу. В подобных примитивных устройствах с полной ясностью видна физическая сущность не только прибора, но и процесса исследования.

Микроскоп служит для рассматривания мелких объектов, поэтому его можно заменить лупой; естественно, при этом уменьшится увеличение, но суть дела не изменится. Самая важная часть прибора — поляризационное устройство, которое можно изготовить из двух поляризационных светофильтров ПФ-26. Мы рекомендуем очень простую конструкцию поляризационной лупы Аршинова (рис. 33). Столик вращается. Для приблизительной оценки угла поворота на его плоскости можно приклеить два транспортира. С целью изучения минералов без анализатора в поляризованном свете верхний поляроид-анализатор можно убирать. Интерференционную окраску можно видеть невооруженным глазом или с помощью короткофокусной лупы.

Если есть какой-нибудь микроскоп (ученический, биологический или изготовленный самостоятельно), его легко превратить в поляризационный, для чего нужно снабдить осветитель поляроидом (поляризатором), чтобы предмет освещался поляризованным светом; анализатор — тоже поляроид; его можно накладывать на окуляр для исследования кристалла в скрещенных николях. Скрещивания николей добиваются поворотом поляроидов друг относительно друга до наступления полной темноты при рассматривании стекла. Для изучения минералов в поляризованном свете очень хорошо можно приспособить бинокулярный микроскоп любой конструкции. Для этого необходимо прикрепить к бинокюляру поляризатор и анализатор. Бинокулярный микроскоп БМС-2 для первоначального изучения минералов удобнее поляризационного микроскопа.

Для изучения минералов под микроскопом кроме поляризационного прибора необходимо иметь покровные и предметные стекла и набор иммерсионных жидкостей. Набор иммерсионных жидкостей представляет собой серию небольших пузырьков вместимостью 2—3 см³, заполненных жидкостями, показатели преломления которых изменяются от 1,45 до 1,74. Следует учитывать, что на свету жидкости разлагаются и их показатели преломления изменяются. Стандартный иммерсионный набор применяется для измерения оптических констант минералов с большой точностью. Для определения же минералов с помощью упрощенных поляризационных приспособлений достаточно иметь жидкости, обладающие следующими показателями преломления: глицерин — 1,46—1,47 (n сильно понижается от растворенной воды); бензол — 1,50; бромформ (трибромметан) — 1,59; бромбензол — 1,56; йодистый метилен — 1,74; керосин — 1,45. Все эти жидкости, кроме глицерина, токсичные, горючие, обладают резким неприятным запахом. В лабораторных условиях путем смешивания бензола и йодистого метилена

можно получить жидкости с n от 1,5 до 1,74, но для точного определения их показателя преломления требуется рефрактометр, например ИРФ-22.

Успешное исследование оптических свойств минерала в первую очередь зависит от качества иммерсионного препарата; не нужно жалеть времени на его приготовление. Сначала подбирают «материал» — зерна минерала. Первое требование к этой операции — *однородность материала*, все зерна должны принадлежать одному минеральному виду, не допустимы какие-либо смеси; необходимо помнить, что исследование микроскопическое, под микроскопом изучается «минеральная пыль»!

Для определения минерала по приведенным в работе таблицам препарат для иммерсионного исследования должен дать ответ на вопрос, изотропны или анизотропны зерна минерала, и позволить сравнить «средний» показатель преломления минерала с показателем преломления иммерсионной жидкости.

Для этого нужно из определяемого минерала приготовить «порошок» с крупностью зерен 0,02—0,03 мм (лучше немного крупнее, но не мельче). Приготовление «порошка» зависит от количества «материала»; если имеется одно зерно размером около 1 мм, то его помещают на предметное стекло и осторожно раздавливают. Если минерал очень твердый и вязкий, раздавить его можно на прочной подставке; следует добиться, чтобы на предметном стекле осталось 10—20 «пылинок» минерала примерно равных размеров — в сотые доли миллиметра в поперечнике. Такие пылинки собирают на площади 3—4 мм², накрывают покровным стеклом и у края стекла помещают каплю жидкости. Под действием капиллярных сил она втягивается под стекло.

При «избытке» материала «порошок» приготавливают в агатовой ступке, куда помещают десятые доли грамма вещества крупностью около 1—3 мм. Пестиком в ступке зерна растирают путем круговых движений при легком надавливании на вещество. Суть «растирания» сводится к тому, чтобы получить порошок из равновеликих зерен нужного размера (0,02—0,03 мм); это удается сделать при многократной тренировке. Из полученного порошка готовят иммерсионный препарат (не берите избыток вещества для исследования, под микроскопом достаточно иметь десяток зерен).

В первую очередь рекомендуется определить оптическую анизотропию вещества. Если в скрещенных николях все зерна минерала темные и при вращении препарата не просветляются, минерал оптически изотропный (естественно, прежде следует убедиться, что минерал прозрачен). После установления анизотропии проводят систематическое изучение зерен в иммерсионном препарате. Для этого снимают анализатор и наблюдения ведут в поляризованном свете. Прежде всего обращают внимание на окраску минерала, вращая препарат и внимательно

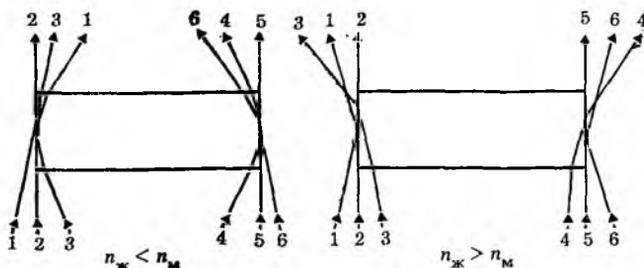


Рис. 34. Поведение кристаллов в иммерсионной жидкости:

1—6 — линии взаимодействия лучей света в системе кристалл — жидкость

наблюдая за одним из зерен. Минерал может быть бесцветным: кварц, полевой шпат. Цветные анизотропные минералы почти всегда плеохроируют. В этом случае нужно определить цвет плеохроизма, по возможности связав его с кристаллографическими направлениями зерен. Затем выявляют спайность — по форме осколков, наличию закономерной системы трещин. Часто удается установить не только число направлений спайности, но и ее угол.

Самая ответственная операция — это определение соотношения между показателями преломления жидкости $n_{ж}$ и минерала $n_{м}$. При $n_{ж} = n_{м}$ минерал в жидкости не виден, границы его зерен исчезают. Чем больше разница в показателях преломления жидкости и минерала, тем резче граница между ними. В результате полного внутреннего отражения света на границе более высокопреломляющего минерала и жидкости ($n_{м} > n_{ж}$) свет концентрируется со стороны минерала (рис. 34, а) и поэтому вокруг зерна появляется темная кайма, которая тем больше, чем больше разница показателей преломления $\Delta n = n_{ж} - n_{м}$.

При $n_{ж} > n_{м}$ картина обратная (см. рис. 34, б).

Определение точного соотношения между $n_{ж}$ и $n_{м}$ производится разными способами, но наиболее точно с помощью хорошего микроскопа. На простых приборах можно заметить разницу в показателях преломления минерала и среды только при большом значении Δn . Светлая кайма вокруг зерна называется *полоской Бекке* (Ф. Бекке — австрийский минералог). Если рассматривать минерал в микроскоп, постепенно поднимая кремальерой тубус кверху, то полоска Бекке переместится в сторону более высокопреломляющей среды, т. е. при удалении объектива от зерна эта полоска смещается на зерно, если $n_{м} > n_{ж}$, и уходит с зерна, если $n_{м} < n_{ж}$. Отсюда следует мнемоническое правило: полоска Бекке при поднятии объектива микроскопа перемещается в сторону среды с большим показателем преломления, а при опускании — в сторону среды с меньшим показателем преломления.

В скрещенных николях обращают внимание на двойники, иногда полисинтетические. В последнем случае зерно разделено ровными линиями на полоски, которые угасают в разное время. У микроклина, например, двойниковый рисунок решетчатый. Если известно положение плоскости колебаний поляризатора, можно определить угол угасания зерна, т. е. положение осей оптической индикатрисы относительно какого-нибудь кристаллографического направления в зерне.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Все явления в минеральных индивидах, возникающие под влиянием внешних сил, при определении минералов описываются качественно. Так, пластические деформации, которым подверглись минеральные индивиды в земной коре, — скольжение, сдвиг и блокирование — устанавливаются по изогнутым кристаллам, механическим двойникам, «муаровому» блеску, отдельности, волнистому угасанию и другим менее надежным признакам.

Хрупкое разрушение в минералах выявляется по трещинам, которые могут быть открытыми или залеченными, по остроугольным обломкам кристаллов, которые иногда могут быть регенерированы.

В минералогии реакцию кристалла на динамическую нагрузку выражают понятием «характер сцепления». Подавляющая часть минералов — это тела хрупкие. В обычных условиях пластические деформации на них незаметны. Некоторые минералы с металлическим блеском обнаруживают явную пластичность. Среди них выделяют минералы тягучие (золото, медь, платина) и ковкие (халькозин, галенит). При царапании ножом на ковких минералах получается блестящая царапина, минерал слегка режется, а на хрупком минерале образуется тонкая пыль (минерал пылит), и царапина имеет светлый или черный цвет — в зависимости от блеска минерала.

Листочки минералов листоватой структуры под влиянием внешних усилий легко изменяют кривизну — гнутся. Это свойство воспринимать деформации называют гибкостью. В слюдах гибкость упругая, после снятия напряжения листочки слюды выпрямляются. В хлоритах область упругих деформаций незначительна, согнутый листочек у них не распрямляется. Такие минералы называют гибкими неупругими. Можно определить также гибкость некоторых волокнистых минералов — хризотил-асбеста, амфибол-асбеста, силлиманита. Очень прочные минералы тонкозернистой или спутанно-волокнистой структуры называют вязкими (халцедон, нефрит).

Механическая прочность и спайность минералов. Численное значение коэффициентов, обуславливающих прочность кристаллов, зависит от направления, что ярко проявляется в спай-

ности. *Спайностью* называется способность минералов раскалываться, например, при ударе, мгновенном термическом сжатии или расширении по определенным кристаллографическим направлениям с образованием плоских зеркальных поверхностей. Плоскости спайности обычно перпендикулярны направлениям наименьшего значения сцепления в кристаллической решетке. В одних случаях они соответствуют плоским сеткам, которые сложены ионами одного знака, даже если эти сетки не находятся на наибольших возможных расстояниях в данной кристаллической решетке (например, сфалерит), а в других — совпадают с направлением наиболее удаленных друг от друга плоских сеток, которые имеют наибольшую ретикулярную плотность (например, алмаз, графит).

Плоскости спайности проходят параллельно существующим или возможным граням кристаллов. Поэтому всегда указываются кристаллографические формы, параллельно граням которых идут плоскости спайности, и дают символы этой кристаллографической формы (см. графу «спайность» в приведенных в книге таблицах для определения минералов).

Выявить спайность позволяют следующие приемы.

1. Наблюдения за трещинами механического происхождения, которые в кристаллах ориентированы преимущественно параллельно направлениям спайности. В природных индивидах часто уже имеются механические повреждения в виде закономерной системы трещин, по которой проявляется спайность. Если для установления спайности приходится разбивать индивид, то удар следует ориентировать так, чтобы скалывающее напряжение было максимальным в плоскости спайности.

2. Нагревание минерала до температуры 200—400 °С и последующее охлаждение, например, в холодной воде. Возникающие при этом термонапряжения разрешаются по плоскостям спайности. Так, можно обнаружить спайность по {111} у магнетита, по {100} у пирита и в других минералах, у которых она выражена очень слабо.

Различают следующие *степени спайности*: *весьма совершенная* — кристалл легко расщепляется на тонкие листочки или пластинки (слюда, тальк); *совершенная* — поверхности менее гладкие, они образуются при большом механическом усилии; наряду со спайными поверхностями может наблюдаться излом (ортотлаз, кальцит); *несовершенная* — поверхности спайности или плоские, или отсутствуют, или обнаруживаются с трудом (кварц, нефелин).

Углы между плоскостями спайности — важный диагностический признак. Для примера рассмотрим некоторые моноклинные минералы. Если спайность проходит по ромбической призме, то обязательно определяется угол между гранями (110) и ($\bar{1}\bar{1}$ 0); так, у авгитов и других моноклиновых пироксенов этот угол составляет почти 90°, а у амфиболов — почти 60°.

а между гранями (110) и ($\bar{1}\bar{1}0$) у амфиболов — около 120° . Также очень важный диагностический признак — угол между гранями (001) и (010). В минералах моноклинной сингонии — этот угол прямой, а триклинной — косой.

Если наблюдается спайность по трем направлениям, а углы между плоскостями спайности прямые, то такая спайность возможна в минерале ромбической, тетрагональной или кубической сингонии, т. е. характеризуя спайность в обломках минерала, лишенных природного огранения, можно сделать выводы о принадлежности данного минерала к той или иной сингонии.

Под микроскопом спайность в зернах иногда представляет собой систему закономерных трещин, что позволяет определить степень совершенства, количество направлений спайности и углы между ними.

Плоскости спайности отличаются от естественных граней тем, что естественную грань кристалла можно отбить и она не повторится, а плоскости спайности можно получать многократно, пока позволяют размеры кристалла. Плоскости спайности более гладкие и совершенные, в то время как естественные грани имеют следы растворения, штрихи, присыпки и др.

Морфологически к спайности близка *отдельность*. Плоскостями отдельности могут быть плоскости срастания полисинтетических двойников или направления, содержащие тончайшие включения посторонних минералов, создающих своеобразные «прокладки» в структуре кристаллов. Плоскости отдельности менее совершенны, чем плоскости спайности. Раскалывание по спайности может произойти в любом месте кристалла, тогда как по отдельности — только в определенных участках. Отдельность наблюдается у корунда (по ромбоэдру, базопинакоиду), магнетита (по октаэдру), пироксенов и других минералов. Отдельность является особым свойством индивидов какого-либо минерала. Ее развитие обусловлено в первую очередь размерами кристаллов — отдельность чаще отмечается на крупных индивидах. Она характерна также для кристаллов, в которых в результате механических напряжений образовались полисинтетические двойники: по плоскостям срастания последних и раскалываются индивиды; реже в природных условиях по плоскостям срастания сдвойникованных кристаллов произошли сдвиги. Поэтому такие минералы имеют специальные названия — как разновидности. Например, *алмазный шпат* — это разновидность корунда, индивиды которого раскалываются по плоскостям срастания «механических» двойников по направлению базопинакоида или основного ромбоэдра; *разлистованный кварц*, великолепные образцы которого находятся на Хрустальной горе около г. Екатеринбурга, раскалывается по плоскостям срастания бразильских двойников (по основному ромбоэдру). В шлифах, срезы которых перпендикулярны плоскости сдвига, разлистованный кварц очень сходен с олигоклазом.

Поверхность, получаемая при раскалывании минералов в направлениях, не совпадающих со спайностью, называется *изломом*. Различают следующие виды изломов: *неровный* — шероховатая поверхность (хромит, полевой шпат); *раковистый* — волнистая поверхность, напоминающая скульптуру раковины (кварц); *занозистый* — у волокнистых и игольчатых агрегатов (хризотил-асбест, селенит); *крючковатый* — у тягучих минералов (золото, медь); *зернистый, землистый* — у зернистых и землистых агрегатов; *ровный* — у халькопирита.

Твердость — сопротивление минерала царапанию или введению остря. Это свойство минерала наиболее универсально характеризует его механическую прочность. Твердость определяется упругими свойствами минерала, прочностью, способом и условиями измерения. Существует три способа измерения твердости: царапание, шлифование и вдавливание остря или шарика. Наиболее простой, но и менее точный метод — царапание какого-либо минерала более твердым минералом. Он применяется с древнейших времен. В начале прошлого столетия Ф. Моосом была предложена десятибалльная шкала, представляющая набор минералов, в которой каждый последующий минерал оставляет царапину на предыдущем (табл. 10). Цифры значений твердости по шкале Мооса заменяют названия минералов; например, твердость 3 означает твердость, которая свойственна кальциту, 4 — флюориту и т. д. Эти цифры представляют собой ранги, с которыми никаких алгебраических действий производить нельзя; они ничего не говорят об истинной природе твердости. Шкала Мооса позволяет твердые тела по прочности расположить в упорядоченный ряд.

Твердость — свойство анизотропное. На гранях кристалла она зависит от направления и обуславливается ретикулярной плотностью: в одном и том же кристалле вершины и ребра всегда оставляют царапины на гранях. Классическим примером анизотропии твердости является дистен.

Если на гранях кристалла определять твердость по разным направлениям и от одной точки откладывать отрезки, пропорциональные ее численному значению, то и в итоге получится геометрическое место точек в виде кривой (розетки) твердости, которая непрерывна (рис. 35). Кривые твердости отражают симметрию грани. Ее значение меньше в направлении, перпендикулярном к спайности; наибольшее значение твердости проявляется по биссектрисе угла спайности. В разных индивидах одного и того же вещества кривые твердости на соответственных гранях сильно отличаются друг от друга. Это связано с наличием дефектов конституции индивидов (количество и состав примесей, остаточные напряжения и т. д.).

Зависимость твердости от ретикулярной плотности сеток видна на кристаллах алмаза (рис. 36). Чем выше значение ретикулярной плотности плоской сетки, тем выше значение

Таблица 10
Шкала твердости Мооса

Твердость	Минерал	Химический состав	Связи	Спайность	Микротвердость, Н/мм ²
1	Тальк	$Mg_3 [Si_4O_{10}] (OH)_2$	Моноклиная	Весьма совершенная по {001}	2,4
2	Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	"	То же по {010}	36
3	Кальцит	$CaCO_3$	Тригональная	Совершенная по {10 $\bar{1}$ 1}	109
4	Флюорит	CaF_2	Кубическая	То же по {111}	189
5	Апатит	$Ca_5 (PO_4)_3 (F, Cl)$	Гексагональная	Несовершенная по {0001}	586
6	Ортоклаз	$K [AlSi_3O_8]$	Моноклиная	Совершенная по {001} и {010}	795
7	Кварц	SiO_2	Тригональная	Несовершенная по {10 $\bar{1}$ 1}	1120
8	Топаз	$Al_2 [SiO_4] F_2$	Ромбическая	Совершенная по {001}	1427
9	Корунд	Al_2O_3	Тригональная	Отсутствует; наблюдается отдельность по {10 $\bar{1}$ 1}	2060
10	Алмаз	C	Кубическая	Совершенная по {111}	10060

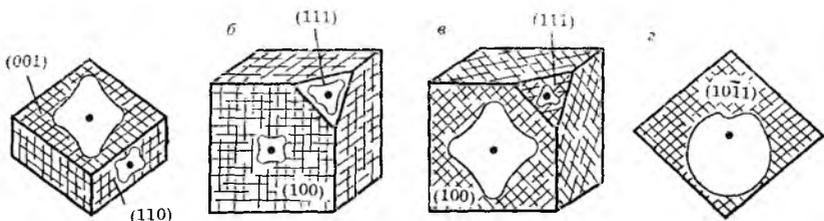


Рис. 35. Розетки твердости на различных гранях минералов:

a — барита, *б* — галенита, *в* — флюорита, *г* — кальцита (штриховка — направление спайности)

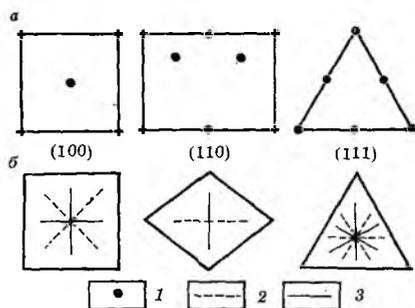


Рис. 36. Плоские сетки на гранях кристалла в структуре алмаза (*a*) и относительная твердость на них (*б*):

1 — атомы углерода; 2—3 — направления значений твердости: 2 — больших, 3 — меньших

твердости на ней. Твердость определяется плотностью упаковки атомов в структуре кристаллов: она возрастает с уменьшением радиуса действия атомов, увеличивается с возрастанием их валентности, координационного числа и, как правило, увеличивается в кристаллах компактной структуры. Минералы, обладающие слоистой структурой, имеют низкую твердость. Довольно низкая она и у минералов ленточной структуры. В полиморфных модификациях одного и того же химического соединения твердость повышается с увеличением плотности и с уменьшением энтропии. Жесткая и прочная решетка кристаллов обуславливает высокую твердость и резко ограничивает возможности для беспорядка в расположении атомов и перемещения их в кристаллическом пространстве.

Низкая твердость свойственна минералам, в состав которых входит кристаллизационная вода или гидроксильная группа (ОН)-. В таких минералах появляется водородная связь, обладающая очень низкой энергией. По всем параметрам подобные минералы приобретают аномальные свойства (например, вода). Структура кристаллов слоистая или близкая к ней, отличается пониженной плотностью упаковки атомов, в связи с чем соединения, содержащие водород, обладают низкими плотностью и прочностью. Они легко разрушаются при нагревании, хорошо растворяются, имеют пониженную твердость и низкие показатели преломления.

Наибольшая твердость характерна для минералов с максимальными значениями энергии связи. Такие минералы содержат атомы химических элементов, у которых радиусы действия

ионов относительно небольшие. В периодической таблице элементов Д. И. Менделеева малые по размерам атомы располагаются в первых периодах (вверху), их атомная масса относительно небольшая. Таким образом, минералы с ионной или ковалентной связью, состоящие из легких атомов (Be, Mg, Al, Si), обладают повышенной твердостью. Естественно, они имеют более низкую плотность, которая снижается за счет более низких атомных масс химических элементов, поэтому для них типичны и более низкий показатель преломления (блеск), и более высокое светопропускание. Минералы, в состав которых входят тяжелые элементы (расположены в нижней части таблицы Д. И. Менделеева), обладают пониженной энергией связи. Следовательно, этим минералам присущи: пониженная твердость, большая плотность, более высокий показатель преломления (блеск) и пониженное светопропускание. Это правило приблизительное, со многими исключениями, но позволяет оценить некоторые важные диагностические признаки. Следует заметить, что подавляющая часть цветных минералов с металлическим блеском имеет твердость менее 4.

Твердость минерала по шкале Мооса определяют методом сравнения. Сначала образец минерала царапают ножом или стеклом и устанавливают примерную его твердость. Затем выбирают из шкалы подходящий эталон. Если эталон оставляет на исследуемом минерале царапину, то из шкалы берут менее твердый минерал, и операцию повторяют. После того как твердость минерала и эталона сближается, минералом проводят царапину по эталону. При равенстве твердости минерала и эталона они оставляют царапины друг на друге. Если испытуемый минерал на одном из двух соседних эталонов оставляет царапину, а на другом нет, то твердость минерала характеризуется как промежуточная (например, у магнетита 5,5 — между твердостью апатита и ортоклаза). Когда минералов-эталонов нет, твердость определяют ногтем — около 2, стеклом — около 5, пещерчатым ножом — 4,5—5,5.

При определении твердости минералов следует иметь в виду, что твердость на вершинах и ребрах кристаллов выше, чем на гранях и плоскостях спайности или на ровной поверхности образца. Твердость также кажется выше у движущегося образца по сравнению с неподвижным.

В минералах землистого строения составляющие их частицы, слабо связанные между собой, при легком нажиме рассыпаются. Твердость таких минералов определяется шлифованием. Порошок минерала растирают пробкой или пальцем на гладкой поверхности минерала — эталона твердости. Если на поверхности эталона возникает матовое пятно, то твердость испытуемого минерала выше, чем эталона. Примером может служить трепел, который при обычном определении показывает твердость 1—2, тогда как истинная его твердость 5,5. Выявляя

твердость методом царапания, следует отличать царапину от черты. Черту, как правило, дает менее твердый минерал на более твердом.

Определение твердости способом вдавливания стального закаленного шарика или алмазной пирамиды применяется в основном для микроскопических препаратов. В том и другом случаях для пластичных веществ получается удовлетворительная сходимость результатов. На хрупких телах (большая часть минералов) при вдавливании в результате хрупких деформаций образуется выбоина неправильной формы, что приводит к грубым ошибкам определения. В лабораторных условиях минералогии чаще всего пользуются микротвердомером ПМТ-3, в котором наконечник представляет собой четырехгранную алмазную пирамиду с углом α между гранями 136° . Эта пирамида вдавливается в зеркальную поверхность минерала под действием переменной нагрузки P . В результате на поверхности образца получается отпечаток, диагональ которого l измеряют и выражают в миллиметрах. Твердость H можно найти по формуле

$$H = 2 \sin \frac{\alpha P}{2l^2}.$$

Эту твердость в отличие от твердости, определяемой царапанием, называют *микротвердостью*. Численные значения ее для минералов шкалы Мооса приведены в табл. 10.

ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

При нагревании минералов увеличивается их внутренняя энергия, в связи с чем атомы в структуре кристалла приобретают большую подвижность. При этом минералы расширяются, испаряются, плавятся, испытывают полиморфные превращения и разлагаются.

Сублимация — испарение твердых тел — происходит в результате того, что некоторые атомы, находящиеся на поверхности кристалла, отрываются от своих «соседей» и уносятся в окружающее пространство. Для подавляющей части минералов этот процесс при нормальной температуре практически не протекает. Только символически можно говорить о давлении насыщенного пара SiO_2 , находящегося в равновесии с любой из твердых модификаций кремнезема. Однако при получении кварцевого стекла температура выше 1500°C приводит к значительным потерям шихты в результате испарения SiO_2 . Из природных минералов, вероятно, только лед при температурах ниже 0°C испаряется в заметных количествах, все остальные твердые минералы при стандартных условиях практически не сублимируют.

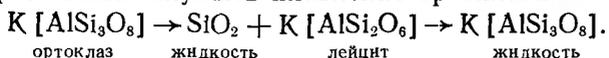
Без инструментальных измерений сублимацию не часто удастся заметить. Поэтому для некоторых минералов быстрое испарение при нагревании является очень характерным признаком. Сублимация наблюдается при нагревании киновари, реальгара, аурипигмента; очень слабое испарение отмечается для графита.

Плавление — переход кристаллического минерала в жидкое состояние — осуществляется в результате увеличения внутренней энергии кристалла. При повышении температуры минерала возрастают тепловое колебание атомов и их диффузия в кристаллическом пространстве, а также число дефектов в решетке (вакансий, или дырок). В итоге при некотором значении T кристаллическая структура твердого тела распадается на легкоподвижные частицы, соизмеримые с объемом элементарной ячейки. Вещество переходит в жидкое состояние, отличающееся высокой пластичностью. Подавляющая часть кристаллов плавится с небольшим увеличением объема (на 2—6%), что связано с разрыхлением структуры по границам между упорядоченными областями. Некоторые кристаллы (лед, висмут, германий) плавятся с уменьшением объема. Это обусловлено изменением структуры вещества в жидком состоянии.

Энергия, необходимая для разрушения кристаллической решетки при плавлении, называется теплотой плавления, а температура, при которой кристаллический минерал переходит в жидкость, — температурой плавления $T_{пл}$. Для чистых соединений температура плавления — характерная и вполне определенная величина. Аморфные тела при нагревании постепенно размягчаются, становятся более пластичными. У таких тел нет определенной температуры плавления. При повышении температуры у них постепенно уменьшается внутреннее трение до тех пор, пока они не становятся вполне подвижными, как жидкости.

Плавление называется конгруэнтным, если оно осуществляется по схеме [твердое] → [жидкость], а состав твердой и жидкой фаз одинаковый. Так плавится большая часть простых по составу соединений: металлы, безводные хлориды и др.

Минералы, особенно из группы силикатов, не всегда при нагревании из твердой фазы сразу переходят в жидкую, иногда образуются промежуточные, отличные друг от друга по составу фазы (жидкая и твердая), и только при дальнейшем повышении температуры возникшие фазы превращаются в жидкость, состав которой отвечает исходному минералу. Такое плавление называется инконгруэнтным, оно идет по схеме [твердое] → [жидкость] + [твердое] → [жидкость]. Примером может служить плавление ортоклаза:



ортоклаз

жидкость

лейцит

жидкость

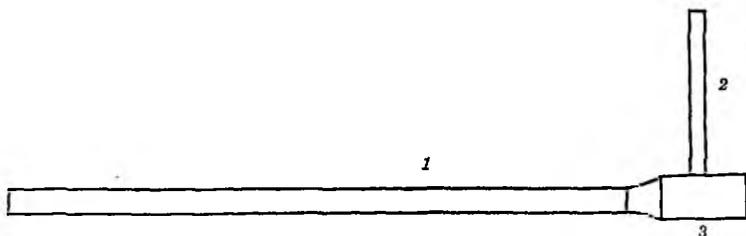


Рис. 37. Паяльная трубка

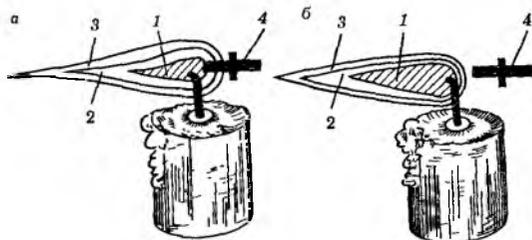


Рис. 38. Строение пламени свечи:

а — окислительное, *б* — восстановительное пламя.
1—*3* — части пламени (см. текст); *4* — наконечник паяльной трубки

Конгруэнтное плавление отличить от инконгруэнтного невозможно без инструментальных систематических исследований. У одного и того же минерала температура плавления понижается с уменьшением величины зерен. Особенно существенно снижают ее структурные примеси в минералах.

С целью диагностики минералов широко применяют относительный метод определения температуры плавления при нагревании минерала в пламени свечи или паяльной трубки. Последняя состоит из трубки (1), барабана (3) и наконечника (2), расположенного перпендикулярно к трубке (рис. 37). В наконечнике имеется тонкое отверстие. Для очистки паяльная трубка разбирается.

С помощью паяльной трубки можно сплавлять минералы с $T_{пл}$ до 1500°C , получать корольки металлов, цветные стекла буры и фосфорной соли, налеты на угле и гипсе, а в некоторых случаях устанавливать качественный химический состав минералов. Испытания с помощью трубки позволяют быстро определить многие химические элементы в минералах, они приучают к тщательному наблюдению и умению работать с малыми количествами диагностируемого минерала. Перед началом работы трубку следует продезинфицировать. Для этого тот ее конец, который должен находиться во рту, смачивают спиртом и поджигают. Специальных пинцетов для минералогических работ нет в продаже, обычно применяют небольшие медицинские пинцеты или изготавливают их из проволоки. Чтобы использовать все возможности паяльной трубки, надо научиться правильно дуть. Дышать при дутье необходимо носом. Воздуха в рот нужно набирать столько, чтобы щеки были умеренно раз-

дуты. В то время, когда воздух набирается через нос, щеки должны сжиматься и выталкивать воздух в паяльную трубку. Только при соблюдении этих условий можно получить равномерное и длительное пламя паяльной трубки, в котором зерна минерала диаметром около 0,1 мм нагреваются до 1500 °С.

Наиболее часто источниками пламени для минералогических исследований являются свеча и спиртовка. Пламя свечи ясно делится на три части (рис. 38):

1) внутренний небольшой темный конус (1), состоящий из паров стеарина или парафина (температура 350—380 °С);

2) средний светящийся конус (2), состоящий из продуктов диссоциации и неполного сгорания паров горючего материала (СО, Н, С и др.); свечение конуса обусловливается наличием раскаленных частиц углерода и некоторых углеводородов; температура здесь достигает 600 °С; поскольку в этой части пламени много оксида углерода СО, оно обладает восстановительными свойствами;

3) наружный конус (3) синеватого цвета, наименее заметный; здесь много активного кислорода, притекающего извне; поэтому наружный конус характеризуется окислительными свойствами; его температура достигает 1700 °С.

Пламя свечи наиболее подходит для работы с паяльной трубкой, так как оно богато углеродом (что позволяет хорошо проводить реакции восстановления) и дает высокую температуру. Пламя спиртовки имеет те же элементы строения, что и у свечи, но оно содержит мало углерода и менее пригодно для восстановительных реакций (имеются рекомендации к спирту добавлять масло).

При определении минералов приходится часто пользоваться только окислительной или восстановительной частями пламени паяльной трубки. Получить их в чистом виде нельзя, но можно увеличить окислительный или восстановительный конус. Для получения окислительного пламени наконечник паяльной трубки нужно ввести в пламя свечи на 1/3 его толщины, а восстановительного — отодвинуть наконечник от пламени свечи на 1/3 его толщины (см. рис. 38).

Определение плавкости. Плавкость минералов изучается на мелких (1—2 мм) остроугольных, желательно вытянутых кусочках минералов. Кусочек зажимается пинцетом, и свободная его часть подвергается длительному сильному нагреванию в наиболее высокотемпературной части пламени, т. е. непосредственно перед восстановительным конусом.

Плавкость землистых минералов определяется способом спекания на угле. Результаты плавления следует проверять под лупой. Растрескивающиеся минералы необходимо нагревать либо постепенно, либо положив кусочек минерала в закрытую трубку, до тех пор, пока он не перестанет растрескиваться. Затем, выбрав крупный осколок, плавкость устанавливают

обычным способом. Если минерал в закрытой трубке растрескивается в порошок, то его исследуют так же, как землистые минералы.

Степень плавкости минералов оценивают по следующей шкале плавкости:

1. *Весьма легкоплавкие* ($T_{пл}$ 100—700 °С) — крупные осколки легко плавятся в пламени спиртовки или свечи, превращаясь в шарик; эталон — антимонит Sb_2S_3 ($T_{пл}$ 525 °С).

2. *Легкоплавкие* ($T_{пл}$ 700—1100 °С) — плавятся в острых краях при обычной величине осколков (1—2 мм) в пламени свечи и спиртовки, превращаясь в шарик; эталон — халькопирит $CuFeS_2$ ($T_{пл}$ 800 °С).

3. *Плавкие* ($T_{пл}$ 1100—1200 °С) — в осколках обычной величины (1—2 мм) легко плавятся в тупых краях в пламени паяльной трубки, образуя шарик; эталон — альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ ($T_{пл}$ 1150 °С).

4. *Средней плавкости* ($T_{пл}$ 1200—1300 °С) — в тонких краях в пламени паяльной трубки плавятся, образуя шарик; эталон — актинолит $Ca_2(Mg, Fe)_5(OH)_2[Si_4O_{11}]_2$ ($T_{пл}$ 1180—1230 °С).

5—6. *Трудноплавкие* ($T_{пл}$ 1300—1500 °С) — с трудом округляются в тончайших краях в пламени паяльной трубки; эталоны: 5 — ортоклаз (адуляр) $K[AlSi_3O_8]$ ($T_{пл}$ 1300 °С), 6 — бронзит $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$ ($T_{пл}$ 1430 °С); почти не оплавляется в очень тонких краях.

7. *Неплавкие* ($T_{пл} > 1500$ °С) — в пламени паяльной трубки не плавятся; эталон — кварц SiO_2 ($T_{пл}$ 1700 °С).

При нагревании минерала могут наблюдаться следующие явления: горение, свечение, выделение газов, представляющих собой чаще всего оксиды некоторых элементов (часто с характерным запахом), окрашивание пламени, сублимация, возгоны, выплавление металлов (корольков), обесцвечивание или, наоборот, усиление окраски минерала, плавление спокойное, со вздуванием, вспучиванием, разделением на листочки и т. д. Эти явления следует обязательно отмечать, многие из них служат характерными диагностическими признаками.

Термическое разложение минералов. При нагревании многие минералы разлагаются ниже температуры их плавления. Распад сложных соединений при нагревании на несколько более простых по составу частей называется *термической диссоциацией*. Например, кальцит при нагревании распадается на оксид кальция и углекислый газ: $CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2$. Это разрушение наступает при температуре около 955 °С. Энергия, необходимая для разрушения данного соединения, служит приближительной мерой прочности химической связи между CaO и CO_2 . Процессы диссоциации очень разнообразны. Всякое соединение может быть разрушено термически, если не в твердом состоянии, то хотя бы в жидком или газообразном. Минералога интересует диссоциация твердых веществ — минералов, так как

она указывает на предельную температуру существования минералов в природе.

Легче всего диссоциируют при нагревании кристаллы, в которых имеются структурные частицы, сложенные одноименными атомами и скрепленные ковалентной связью. Примером могут служить такие сульфиды с комплексным ионом $[S_2]^{2-}$, как пирит и ковеллин. Сравнительно легко разлагаются очень богатые кислородом оксиды: пиролюзит $MnO_2 \rightarrow Mn_2O_3 + O_2$ и гематит $Fe_2O_3 \rightarrow Fe_3O_4 + O_2$. Последняя реакция в случае нормального давления осуществляется при температуре около $1400^\circ C$. Почти не диссоциируют при нормальном давлении силикаты. В этой группе минералов диссоциация как бы заменяется инконгруэнтным плавлением. Диссоциирует при нагревании большинство солей кислородных кислот. Некоторые из них (например, сульфаты) разлагаются после плавления. При особенно низкой температуре диссоциируют карбонаты Zn , Mg , Fe , Mn , Ca .

Термическое разложение минералов с отщеплением воды называется *дегидратацией*. Дегидратация всегда сопровождается разрушением кристалла, но химическое соединение при этом часто сохраняется (гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow CaSO_4 + H_2O$). Такие соединения называются кристаллогидратами, а вода в них — кристаллизационной.

Имеется большое число минералов, в которых содержится гидроксильная группа $[OH]^-$ и возможна группа $[OH_3]^+$ — оксония. Гидроксильная группа $[OH]^-$ имеет форму и размеры, близкие к таковым ионов O^{2-} , F^+ , и во многих кристаллах, особенно силикатах, способна их замещать. Форма оксония — треугольная пирамида, в вершинах основания которой находятся атомы водорода, а четвертая вершина занята кислородом. Оксоний точно установлен в структуре только таких неорганических соединений, как $[OH_3]NO_2 \cdot 2H_2O$ или $[OH_3]ClO_4$. В них эти частицы играют роль одновалентного щелочного иона R^+ . Считается, что водные растворы оснований и кислот в постоянном электрическом токе образуют группу $[OH_3]^+$ со средней продолжительностью существования 10^{-12} с.

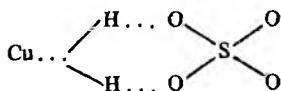
В процессе нагревания минералов, содержащих $(OH)^-$, вода выделяется при температуре от 150 до $1000^\circ C$. Особенно прочно гидроксильная группа удерживается в структуре ленточных (роговые обманки) и слоистых (слюды) силикатов. Минералы из группы гидроксидов, где $(OH)^-$ является главной составной частью, дегидратируются при температуре $150—500^\circ C$. Для них характерны листовая структура и пониженная механическая прочность; исключение составляют диаспор и отчасти гётит.

В кристаллогидратах различают несколько типов воды.

1. В кристаллах, представляющих собой соединения сравнительно мелких катионов Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} с крупными ком-

плексными анионами $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$ в больших пустотах, мелкие катионы неустойчивы. Молекулы H_2O окружают металлы по принципу четверной или шестерной координации и увеличивают их объем, не снижая заряда, что приводит к стабилизации кристаллической структуры. В этом случае катион действует как большой гидратированный ион. Поскольку атомы кислорода конденсируются около катиона, то формула такого гидратированного иона примет вид $[\text{Mg}(\text{OH}_2)_6]^{2+}$, а формула гексагидрата будет $[\text{Mg}(\text{OH}_2)_6] \cdot \text{SO}_4$ вместо $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; другие формулы кристаллогидратов: карналлита — $[\text{KMg}(\text{OH}_2)_6]\text{Cl}_3$, алюмокалиевых квасцов $[\text{K}(\text{OH}_2)_6\text{Al}(\text{OH}_2)_6] \times (\text{SO}_4)_2$. В последнем веществе октаэдрической формы гидратированные ионы имеют разные размеры: у содержащих калий октаэдров длина ребра 0,42 нм, а у октаэдров с алюминием — 0,28 нм.

2. Существует много минералов, в которых вода является как бы мостиком, соединяющим чистый или гидратированный катион с анионом. Так, структура $\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot [\text{SO}_4]$ будет следующей:



Более сложные структуры у халькантита $[\text{Cu}(\text{OH})_2]_4(\text{OH}_2) \times [\text{SO}_4]$ и мелантерита $[\text{Fe}(\text{OH})_2]_2(\text{OH}_2) \cdot [\text{SO}_4]$. В первом случае гидратированный катион имеет тетраэдрическую форму, во втором — октаэдрическую.

3. В слоистых структурах кристаллизационная вода связывает между собой электронейтральные слои. Гипс построен из листов $[\text{SO}_4]^{2-}$, соединенных катионами Ca^{2+} . Около катиона группируются два атома кислорода из молекулы воды. Слои из $[\text{SO}_4]^{2-}$ и Ca^{2+} идут параллельно (010); между ними и сконцентрированы молекулы воды. Отсюда формула гипса — $\text{Ca}(\text{OH}_2)_2 \cdot [\text{SO}_4]$. К этой группе структур относятся: вивианит, урановые слюдки, монтмориллонит и др. Количество воды в слоях может колебаться, что приводит к их сближению или расхождению. В результате изменяется параметр c .

4. Группы молекул воды в полостях каркасных структур размещаются, как в пузырьках. При осторожном нагревании можно полностью удалить воду, не нарушая структуры, и заменить ее другим подвижным веществом. Такая вода в минералах называется цеолитной. Ее обнаружили и изучили в минералах группы цеолитов: натролите $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, томсоните $\text{Na}[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и др. Цеолитная вода имеется и в других каркасных структурах, например, в арсенате калия и железа — фармакосидерите $\text{KFe}_4[(\text{OH})_4(\text{AsO}_4)_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}]$.

5. В цепочечных структурах молекулы воды участвуют в формировании цепочек, соединяя их как мостики. Это приводит к образованию «столбиков» из H_2O . Такая структура наблюдается в артините $[\text{Mg}_2(\text{OH})_3] \cdot (\text{OH})_3 \cdot [\text{CO}_3]$. «Столбики» воды формируются в кристаллах при заполнении каналов, как это наблюдается в шабазите $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ или бассоните $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$. Вода в каналах по своему положению весьма сходна с цеолитной, различие заключается в морфологии «станчикков», удерживающих воду.

6. Наиболее интересна вода в криогидратах типа гидрогалита $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Минерал содержит около 45 % воды и устойчив при температуре ниже $+0,15^\circ\text{C}$. При более высокой температуре гидрогалит плавится: его кристаллы и агрегаты сходны с кристаллами и агрегатами льда. Решетка гидрогалита отражает в какой-то мере деформированное строение льда. Структура льда аналогична решетке алмаза, в которой каждая молекула H_2O находится в тетраэдрическом окружении таких же молекул H_2O . Расстояние между частицами H_2O в структуре льда равно 0,276 нм. В такой ажурной постройке почти $2/3$ пространства свободно от атомов. Химическое соединение (NaCl) располагается в полостях и каналах льда, стабилизируя его структуру. Примером таких структур могут служить также мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и алуноген $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \times 18\text{H}_2\text{O}$. Содержание воды в этих минералах 50—56 %.

Кристаллогидраты, особенно с высоким содержанием воды, обладают высокой упругостью пара, мало отличающейся от упругости пара самой воды. Поэтому в атмосфере с относительной влажностью 40—60 % такие минералы в стандартных условиях теряют воду, т. е. «высыхают» и разрушаются. Процесс дегидратации усиливается при повышении температуры. Богатые водой кристаллогидраты со структурой льда плавятся при T от $+50$ до $+70^\circ\text{C}$. Другие типы кристаллогидратов (карналлит, мелантерит) плавятся при температуре до 150°C , причем плавление это очень характерное: минерал, нагреваясь, выделяет много кипящей воды, в которой он полностью растворяется. Когда испарится вода, землистый остаток (обычно белый) плавится уже при более высокой температуре.

Вода из некоторых кристаллогидратов при нагревании выделяется так, что зерно минерала расщепляется, увеличивается в объеме в 10—20 раз (вермикулит), иногда минерал «извивается» и вспучивается (бура, сода), а затем уже плавится, превращаясь в прозрачное или белое стекло.

Многие минералы обладают повышенной *гигроскопичностью* — способностью поглощать пары воды из окружающей среды. Она определяется конституцией минерала и его удельной поверхностью (поверхностью, приходящейся на единицу объема). Наибольшую гигроскопичность имеют минералы, как правило, хорошо растворимые в воде: хлориды (галит, сильвин,

нашатырь), нитраты (селитры). Но даже самые плотные однородные силикаты (полевые шпаты, слюды, авгиты) содержат от 0,1 до 1,2 % пленочной воды. Поэтому для определения количества H_2O в минерале пробу рекомендуется «высушить» при температуре не выше 100 °С. Всем известна гигроскопичность галита: столовая соль в ненастную погоду становится влажной. Карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ на открытом воздухе быстро сыреет и растворяется в сорбированной воде, в водном растворе находятся ионы K^+ , Mg^{2+} и Cl^- . Особо высокой гигроскопичностью обладают тонкодисперсные силикаты — глина, трепел. В связи с повышенной дисперсностью наблюдается свойство мелких осколков минерала прилипать к языку: липкий сланец, прилипающий вследствие своей пористости к языку, — сланцеватая горная порода, состоящая в основном из трепела. Некоторые землистого строения минеральные массы «... при дыхании (на них) издают особый глинистый запах». Глины — издают запах и не прилипают к языку, а сходные с ними трепеловые породы не имеют глинистого запаха и прилипают к языку. При описании волконскоита отмечалось: «Механические свойства — на ощупь жирен; к языку не прилипает», а галлуазита — «... прилипает к языку. Не делается пластичным с водой». При лабораторном изучении эти приемы потеряли свое значение, но при полевых исследованиях пытливый испытатель такими приемами распознавания минералов воспользуется.

Другие явления при нагревании минералов. Многие минералы при повышении температуры испытывают полиморфные превращения, которые иногда удается заметить по тонкому и равномерному растрескиванию пробы. Это явление очень отчетливо наблюдается на сподумене $LiAl[Si_2O_6]$, полиморфное превращение которого сопровождается увеличением объема на 25—30 %. Благодаря этому минерал растрескивается, мутнеет и от удара рассыпается.

Метамиктные минералы переходят в кристаллические, что сопровождается выделением тепловой энергии (теплота кристаллизации), которая иногда разогревает образец, отчего он начинает светиться (например, самарскит). Это явление называется рекалесценцией. Температура и количество тепла перекристаллизации служат хорошим диагностическим признаком для метамиктных минералов.

Нагревается проба чаще всего на воздухе в окислительной среде. Этим вызываются окисление и горение некоторых минералов. После нагревания зерна пробы приобретают ряд специфических свойств (изменяется цвет, увеличиваются твердость и магнитная восприимчивость и т. д.), которые всегда используются при диагностике минерала.

Для количественной оценки явлений, происходящих при нагревании минералов, разработан специальный метод — термический анализ. Он позволяет определить температуры фазовых

превращений, плавления, дегидратации, диссоциации и раскристаллизации метамиктных минералов.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Большая часть минералов и горных пород обладает низкой электрической проводимостью и, следовательно, высоким удельным электрическим сопротивлением ρ . В геофизике численное значение этой величины принято выражать для куба, ребро которого равно 1 м. Следовательно, размерность этой константы будет Ом·м. Удельное сопротивление минералов колеблется от 10^{-8} до 10^{20} Ом·м. В зависимости от численного значения минералы условно разделяются на три группы: проводники — $\rho < 10^{-3}$ Ом·м; полупроводники — ρ от 10^{-3} до 10^8 Ом·м; диэлектрики, или изоляторы — $\rho > 10^8$ Ом·м.

Полупроводники обладают электронной и дырочной проводимостью, их удельная электрическая проводимость с повышением температуры возрастает. Это объясняется тем, что с повышением температуры в полупроводниковых кристаллах увеличивается подвижность дырок и возрастает концентрация свободных электронов, которые при повышении внутренней энергии кристалла отрываются от своих атомов, создавая электронный газ. В некоторых полупроводниках повышение температуры на 100°C увеличивает электрическую проводимость в 50 раз.

Диэлектрики отличаются очень высоким удельным сопротивлением, поэтому они способны длительное время сохранять электрическое поле. Если диэлектрик (изолятор) оказывается во внешнем электрическом поле с напряженностью E_0 , то в результате поляризации в нем возникает собственное электрическое поле напряженностью E , численное значение которого рассчитывается так: $E = E_0/\epsilon$, где ϵ — диэлектрическая проницаемость. Электрическая проводимость изоляторов имеет ионную природу, с повышением температуры она увеличивается.

К типичным проводникам принадлежат тягучие минералы, обладающие металлическим блеском: медь ($\rho = 15 \cdot 10^{-6}$ Ом·м), серебро ($16 \cdot 10^{-6}$ Ом·м). Удельное сопротивление несколько выше для ковких минералов, халькозина ($1,1 \cdot 10^{-6}$ Ом·м), галенита ($3 \cdot 10^{-6}$ Ом·м). Все сульфиды характеризуются более низким сопротивлением по сравнению с кислородными соединениями и являются типичными полупроводниками. Минералы — кислородные соединения с металлическим блеском — отличаются более высоким удельным электросопротивлением по сравнению с сульфидами, но и для них $\rho < 100$ Ом·м (гематит — 3,5, магнетит — 38, ильменит — 22 Ом·м). Вообще минералы с металлическим блеском имеют $\rho < 10^4$ Ом·м.

Высокое электрическое сопротивление свойственно минералам с типичной ионной, или ковалентной, связью: галогенидам,

силикатам, некоторым солям кислородных кислот. Среди них есть минералы со сверхвысоким сопротивлением — $\rho > 10^{14}$ Ом·м (мусковит, галит, флюорит).

Диэлектрическая проницаемость минералов ϵ — типичных изоляторов, обладающих стекляннм блеском, колеблется от 2 до 80. Большинство силикатов имеет ϵ 4—5 (полевые шпаты, слюды, роговые обманки, кварц). У солей кислородных кислот (кальцит, апатит, барит, доломит) ϵ 6—8. Очень высокая диэлектрическая проницаемость воды ($\epsilon = 88$) и льда ($\epsilon = 79$), а также у рутила ($\epsilon = 150$), касситерита ($\epsilon = 24$) и церуссита ($\epsilon \approx 25$).

Некоторые кристаллы способны непосредственно превращать механическую или тепловую энергию в электрическую. Такое свойство присуще кристаллам-диэлектрикам, в которых имеются полярные направления. Так, при сжатии кристалла кварца в направлении, перпендикулярном к L_3 , на его ребрах, там где выходят L_2 , возникают электрические заряды. Один конец L_2 приобретает положительный заряд, второй — отрицательный, так что эта ось является полярной. При растяжении заряды на ее концах меняются знаками. Это явление получило название *пьезоэлектричество*. Пьезоэлектрический эффект обратимый: если менять электрические заряды на полярной оси L_2 , то кристалл кварца будет увеличиваться и уменьшаться в объеме. Специально вырезанная пластинка из него под влиянием электрических зарядов будет возбуждаться и колебаться, как струна, являясь одним из самых устойчивых резонаторов. Период колебания пластинки зависит от ее свойств (качества материала, размеров, направления среза), но не зависит от периода колебания возбудителя. Возникшие при механических колебаниях на пластинке электрические заряды можно снять. Все это широко используется в конструкциях ультразвуковых генераторов и стабилизаторов частот.

При изменении температуры в некоторых кристаллах образуются электрические заряды; знак их изменяется при нагревании и охлаждении. Это свойство называется *пироэлектричеством*. Примером может служить турмалин, у которого возникают заряды противоположного знака на концах игольчатых кристаллов. Пироэлектричество можно обнаружить на кристаллах при их опылении смесью порошка, состоящего из сурика Pb_3O_4 и серы, просеянного сквозь шелковое сито. При трении о шелк пылинки серы приобретают отрицательный заряд, а сурика — положительный и оседают соответственно на отрицательно заряженной части кристалла — сурик (красный), а на положительно заряженной — сера (желтый). Нагретые игольчатые кристаллы турмалина притягивают мелкие листочки бумаги.

Пьезоэлектричеством обладают минералы, которые кристаллизуются в группах симметрии, не имеющих центра инверсии,

исключая группу $3L_44L_36L_2$, в которой пьезоэффект равен нулю. Пироэлектрические свойства выявлены у кристаллов 10 групп симметрии: 1; 2; 3; 4; 6; m ; $mm2$; $3m$; $4mm$; $6mm$.

При описании и определении минералов большей частью используются «наглядные представления» об их магнитных свойствах. Так, пирротин и магнетит притягиваются магнитной скобой или действуют на магнитную стрелку, зерна пироксена или альмандина притягиваются электромагнитом. Такие параметры, как магнитная проницаемость μ , магнитная восприимчивость κ , намагниченность M , точка Кюри θ , при рядовых исследованиях не определяются. Минералоги пока не располагают аппаратурой, с помощью которой можно дать исчерпывающие сведения о поведении минеральных индивидов в магнитном поле.

Минералы по магнитной проницаемости и восприимчивости разделяются на три группы: 1) *диамагнитные* — $\mu < 1$, $\kappa < 0$, у которых сила взаимодействия магнитов уменьшается по сравнению с вакуумом, где $\mu = 1$; 2) *парамагнитные* — $\mu > 1$, $1 \gg \kappa > 0$, у которых сила взаимодействия магнитов увеличивается; 3) *ферромагнитные* — μ достигает 10^5 — 10^6 , а $\kappa \gg 1$. У таких минералов μ является величиной переменной.

Обычно магнитность минералов выражают через магнитную восприимчивость κ . Повышенное значение этого коэффициента в основном определяется химическим составом и отчасти структурой минералов. Повышенная магнитная восприимчивость всегда свойственна минералам, в состав которых входят Fe, Ni, Co, Mn и лантаноиды. Причем ионы Fe^{2+} обуславливают более высокое значение κ по сравнению с Fe^{3+} . Следовательно, с изменением валентности железа в структуре минерала изменяется и магнитная восприимчивость. Несколько повышенное значение κ наблюдается и для минералов, в состав которых входят Cr, V, Ti, Cu. Значение κ не всегда связано прямой зависимостью с количеством атомов, создающих повышенную магнитную восприимчивость. Как правило, наибольшая магнитная восприимчивость свойственна оксидам и сульфидам. Ферромагнитными свойствами обладают самородное железо, магнетит, маггемит, пирротин с максимальным дефицитом серы, франклинит, яacobсит, хромшпинелиды, спессартин и др. Все они могут действовать на магнитную стрелку и притягиваться магнитной скобой.

При минералогических исследованиях стали применять сплавы, которые обладают большой способностью долго сохранять остаточное намагничивание (магнит Сочнева). Такие магниты позволяют разделять минералы, имеющие разную магнитную восприимчивость (полевые шпаты — роговые обманки; мусковит — биотит). С помощью электромагнитов, изменяя напряженность магнитного поля, можно проводить более тонкое разделение минералов. Для увеличения магнитной вос-



Рис. 39. Устройство магнитного указателя и положение его над магнитным (1) и немагнитным (2) минералами

приимчивости некоторые минералы нагревают в окислительной или восстановительной среде.

Для выявления микроскопических размеров магнитных минералов в штуфах и полировках А. Ф. Бушмакин предложил приспособление, которому дал название «магнитный указатель». Устройство магнитного указателя и порядок работы с ним автор описывает так.

Небольшой кусочек магнитной керамики, позволяющей получать осколки любого размера, приклеивают на конец гибкого стержня с помощью сахарного сиропа или резинового клея. Другой конец стержня закрепляют в длинной ручке. Размеры магнита и упругость стержня подбирают в зависимости от ожидаемой величины магнитных включений и их магнитной восприимчивости. Например, при поисках в пирите включений моноклинного пирротина и магнетита размером десятки и сотые доли миллиметра были использованы кусочки магнитной керамики величиной 0,2—0,3 мм, приклеенные на человеческий волос длиной 2—3 см.

При работе с магнитным указателем его конец перемещают по выбранным направлениям над поверхностью образца или подносят к интересующему месту поверхности, не касаясь ее. Наличие магнитных минералов устанавливают по отклонению конца стержня в стороны магнитного включения (рис. 39). О размерах взаимодействующих с магнитом выделений и величине их магнитной восприимчивости судят по степени изгиба стержня. Обнаруженное включение отмечают на образце или его зарисовке. При поисках мелких включений наблюдение за магнитным указателем ведут под бинокулярной лупой.

Магнитный указатель авторы данного справочника с успехом использовали для выявления мелких включений в ископаемых костях и корочек грейгита на них из четвертичных речных отложений Урала.

ХИМИЧЕСКАЯ ПРОЧНОСТЬ

Труднее всего численно выразить химическую прочность минерала, т. е. сопротивление его химическим превращениям при смене внешних условий. В основном ее выражают с по-

мощью численных значений растворения, гидролиза, гидратации и окисления.

Растворение. В минералогии растворителями являются вода, водные растворы кислородных (серной H_2SO_4 , азотной HNO_3 и щавелевой $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$) и бескислородных (плавиковой HF и соляной HCl) кислот, растворы щелочей KOH и NaOH , а также Na_2CO_3 . Растворение минерала в кислотах и щелочах сопровождается разрушением его как химического соединения. По существу, происходит химическое разрушение кристалла с переводом какого-то остатка в водный раствор. Процесс идет с поглощением тепла. Иногда требуется значительная затрата энергии для того, чтобы разрушить минерал и часть его перевести в раствор. Это сопровождается увеличением энергии системы, но в то же время и резко возрастает хаотичность в распределении частиц, слагающих кристалл, что ведет к самопроизвольному переходу системы в более беспорядочное состояние, т. е. к существенному увеличению энтропии. Растворяющая способность растворителя обычно возрастает с увеличением температуры и поверхности соприкосновения его с кристаллом. Поэтому минерал для растворения всегда тонко истирается, а раствор подогревается. При этом на переход минерала из твердого состояния в жидкое оказывает влияние растворимость продуктов реакции. Иногда образуются такие новые соединения, которые в растворителе почти не растворяются (PbSO_4 , CaSO_4 , AgCl). Тогда разрушение минерала практически прекращается.

При растворении минералов в HCl образуются хлориды, подавляющая часть которых легко растворима в воде. Исключение составляют AgCl и PbCl_2 .

В HCl хорошо растворяются карбонаты, некоторые сульфиды, гидроксиды, вольфраматы и др. Одни карбонаты, такие как кальцит, доломит, родохрозит, растворяются в кислотах с шипением на холоде, другие, например магнезит или смитсонит — при нагревании или кипячении. Шипение при растворении карбонатов объясняется выделением CO_2 : $\text{RCO}_3 + \text{HCl} \rightarrow \text{RCl}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$; $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$.

Сульфиды в HCl растворяются сравнительно плохо, при этом выделяется H_2S : $\text{RS} + \text{HCl} \rightarrow \text{RCl}_2 + \text{H}_2\text{S}$. Оксиды с высоким содержанием кислорода окисляют HCl до Cl_2 : $\text{MnO}_2 + 4\text{HCl} \rightarrow \text{MnCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{Cl}_2$.

Многие силикаты при продолжительном нагревании с большим трудом растворяются в HCl , в результате чего выпадает студенистый или порошокатый кремнезем. Последний представляет собой сохранившиеся «обрывки» радикалов, преимущественно листовых или ленточных; островные и каркасные силикаты, если они растворяются, всегда дают гель в осадке. Соляная кислота сравнительно летучее соединение, поэтому продолжительное кипячение ее противопоказано.

При растворении в H_2SO_4 минерал можно кипятить в течение нескольких часов, но сульфаты Ca, Ba, Sr, Pb труднорастворимы, поэтому в минералогической практике эту кислоту по возможности не используют.

Азотная кислота такая же сильная, как соляная и серная, но отличается малой устойчивостью. Концентрированные растворы этой кислоты даже при нормальной температуре разлагаются с выделением кислорода и диоксида азота NO_2 , обладающего желтовато-бурой окраской: $\text{HNO}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O}$. При повышении температуры интенсивность разложения кислоты возрастает, и раствор приобретает бурую окраску. Вследствие выделения O_2 азотная кислота является очень сильным окислителем. Все ее соли хорошо растворяются в воде. Используют HNO_3 для растворения минералов в тех случаях, если требуется окисление и если все другие соли металла (кроме нитрата) трудно растворяются в воде. Это чаще всего необходимо для растворения сульфидов, когда процесс растворения идет с выделением большого количества побочных продуктов реакции. Сульфиды все без исключения растворяются в HNO_3 . При этом образуются H_2S , S, SO_2 и в растворе появляется сульфат-ион (SO_4)²⁻.

Для усиления окисляющего действия азотной кислоты к ее водному раствору прибавляют HCl. Смесь из трех частей HCl и одной части HNO_3 «царская водка» — при нагревании выделяет хлор и нитрозил-хлорид NOCl ($\text{HNO}_3 + 3\text{HCl} \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + \text{Cl}_2 + \text{NOCl}$), под действием которых растворяются даже платина и золото.

Плавиновая кислота применяется преимущественно для растворения силикатов, которые разрушаются в ней в результате образования летучего соединения SiF_4 . Разрушение силикатов в HF происходит и при комнатной температуре и резко усиливается при подогреве. С летучими и очень токсичными соединениями HF и SiF_4 необходимо работать под тягой. Растворение силиката сопровождается выносом кремния в виде SiF_4 и формированием фторидов металлов. Примером может служить растворение ортоклаза: $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] + \text{HF} \rightarrow \uparrow \text{SiF}_4 + \text{KF} + \text{AlF}_3 + \text{H}_2\text{O}$. На месте силиката возникает творожистый остаток фторидов $\text{KF} + \text{AlF}_3$.

Образующийся в ходе реакций растворения силикатов фторид кремния разлагается водой с выделением геля кремнезема ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и кремнефтористоводородной кислоты (H_2SiF_6), которая с ионами щелочных металлов дает соли — фторосиликаты (K_2SiF_6). Поэтому при растворении силикатов появляется творожистый остаток: геля кремнезема, фторидов металлов и фторосиликатов. Некоторые из этих соединений растворимы в воде, но большая часть — только в H_2SO_4 . Таким образом, силикаты, являющиеся очень прочными соединениями, полностью переводятся в раствор с целью определения химическими методами

катионной составной части минерала. Однако некоторые силикаты в HF не растворяются (берилл, фенакит) или растворяются очень слабо (слюды).

Плавиковой кислотой, кроме того, травят кристаллы для выявления двойников (кварц) или особенностей внутреннего строения (например, магнетит).

Штуфы минералов, трудно растворимых в кислотах, хорошо очищаются от налетов и корочек гидроксидов железа и марганца путем обработки в водном растворе щавелевой кислоты $H_2C_2O_4$. Для этой операции нужно брать избыток кислоты, что способствует образованию растворимых комплексных солей.

Водные растворы щелочей применяются в основном для растворения гидроксидов алюминия, например гиббсита: $Al(OH)_3 + NaOH \rightarrow Na[Al(OH)_4]$, а также для выявления внутреннего строения некоторых минералов, преимущественно силикатов.

Сода Na_2CO_3 используется для растворения в виде расплава. Минерал сплавляется с Na_2CO_3 , а из сплава кислотами или водой выщелачиваются составные части минерала. Таким образом переводятся в раствор силикаты, оксиды и другие труднорастворимые соединения. В последнее время часто для этой цели применяется диоксид натрия Na_2O_2 .

В первом приближении растворение твердого тела без нарушения состава можно рассматривать как его плавление и смешение двух жидкостей: расплава и растворителя. Как уже отмечалось, растворение — процесс эндотермический, следовательно, сопровождается увеличением внутренней энергии системы и энтропии. Теплота растворения численно равна теплоте плавления. Скорость растворения определяется количеством вещества, переходящего в раствор за единицу времени, а максимальное содержание вещества в растворенном состоянии при данных условиях характеризует растворимость. Растворы могут быть насыщенными, недонасыщенными и перенасыщенными. Скорость растворения может служить мерой прочности минерала по отношению к растворителю.

Теоретически все минералы растворяются в воде, только большая часть из них растворяется в ничтожно малом количестве. Поэтому растворимость минералов в воде могла бы служить мерой их долговечности в земной коре. В химии мерой растворимости труднорастворимых электролитов в воде является коэффициент, который называется произведением растворимости (ПР). Водный раствор в контакте с труднорастворимым соединением всегда насыщен и полностью диссоциирован, например, $BaSO_4 \rightarrow Ba^{2+} + SO_4^{2-}$. Концентрация ионов этого соединения $C_{Ba^{2+}}$ и $C_{SO_4^{2-}}$ в растворе — величина постоянная,

произведение этих концентраций — и есть произведение растворимости, т. е. $ПР = C_{Ba}C_{So} = C_{Ba}^2$. Для этого конкретного

Таблица 11

Произведения растворимости ПР некоторых искусственных химических соединений

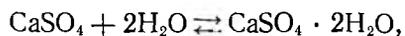
Соединение	ПР	Растворимость, г/л	Соединение	ПР	Растворимость, г/л
MgCO ₃	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-1}$	PbS	$4,2 \cdot 10^{-28}$	$4,9 \cdot 10^{-1}$
CaCO ₃	$1,7 \cdot 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	HgS	$4,0 \cdot 10^{-53}$	$1,5 \cdot 10^{-24}$
CuS	$8,5 \cdot 10^{-45}$	$8,8 \cdot 10^{-21}$	FeS	$3,7 \cdot 10^{-19}$	$3,4 \cdot 10^{-6}$
Ag ₂ S	$1,6 \cdot 10^{-49}$	$7,3 \cdot 10^{-15}$	As ₂ S ₃	$4 \cdot 10^{-29}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$
ZnS	$1,2 \cdot 10^{-23}$	$3,3 \cdot 10^{-10}$	Sb ₂ S ₃	$3 \cdot 10^{-27}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$

примера $ПР = 1,2 \cdot 10^{-10}$, что отражает растворение в 1 л воды $2,5 \cdot 10^{-3}$ г свежесажженного BaSO₄. Более растворимое соединение CaSO₄ имеет ПР $6,1 \cdot 10^{-5}$, когда его концентрация в насыщенном водном растворе составляет 1,1 г/л. Концентрация ионов труднорастворимого соединения выше ПР (табл. 11) приводит к выпадению в осадок избытка ионов.

Растворимость в воде минералов уменьшается в такой последовательности: нитраты, хлориды, сульфаты, бораты, карбонаты. Растворимость силикатов практически равна нулю. Многие растворимые минералы обладают вкусом, что широко используется при их определении: галит — соленый, сильвин — горько-соленый, карналлит — жгуче-соленый.

Гидролиз и гидратация. При растворении минералов в воде часто наблюдаются гидролиз — разложение химических соединений под действием воды — и гидратация — присоединение воды к минералу. Вода вступает в химическое взаимодействие с молекулой минерала ($Fe_2O_3 + H_2O \rightarrow 2FeOOH$) и входит в его структуру, образуя гидрат или кристаллогидрат ($CuSO_4 + 5H_2O \rightarrow CuSO_4 \cdot 5H_2O$).

Гидратацию заметить трудно вследствие малой ее скорости. В природе этот процесс чрезвычайно широко распространен. Благодаря этому между гипсом CaSO₄·2H₂O и ангидритом CaSO₄ наблюдаются взаимные превращения:



которые зависят от концентрации H₂O, давления P и температуры T . Дегидратация начинается при $T = 80^\circ C$. Увеличение давления смещает эту реакцию влево. Поэтому породы, представленные на поверхности гипсом, с глубиной переходят в ангидрит.

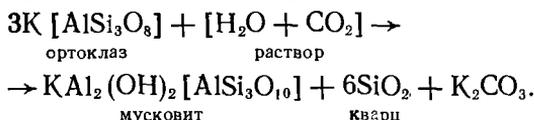
Гидролизу подвержены соли, в которых катион (основание) и анион (кислотный остаток) обладают в водном растворе различной химической активностью. Сода Na₂CO₃·10H₂O в этом отношении является типичным примером. В водном растворе

это соединение разлагается: $\text{NaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{NaOH} + \text{NaHCO}_3$. Продукты гидролиза взаимодействуют, реакция идет в обратном направлении, в результате между левой и правой частями уравнения устанавливается равновесие. Если при этом число гидролизированных молекул равно a , а общее число молекул — b , то их отношение h ($a : b = h$), выраженное в процентах, называется степенью гидролиза: $h = 100 (a/b)$. Степень гидролиза для одного и того же соединения увеличивается с уменьшением концентрации раствора и с повышением температуры.

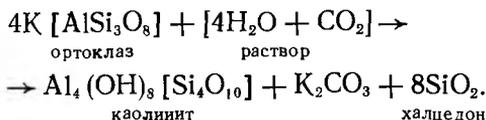
При гидролизе солей, в которых слабое основание связано с сильной кислотой, раствор приобретает кислую реакцию. Если катион обладает большей валентностью по сравнению с анионом, то при гидролизе образуется основная соль. Гидролиз в этом случае осуществляется практически до конца, в особенности если основная соль не растворяется в воде. Это явление широко распространено в природе при гидролизе сульфата железа: $2\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 12\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_4(\text{OH})_{10}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 5\text{H}_2\text{SO}_4$. Основной сульфат железа — глоккерит — при дальнейшем разложении под действием воды переходит в гидрогётит — $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Сульфаты железа в огромных количествах образуются в настоящее время при окислении пирита на серноколчеданных рудниках. Продукты их гидролиза — глоккерит и гидрогётит — покрывают стенки горных выработок.

В природе процесс гидролиза минерала происходит всегда в присутствии CO_2 . Это самые распространенные реакции, которые развиваются при температурах ниже 500°C . Такие реакции в эндогенных условиях при температуре выше 100°C определяют метаморфизм, а в экзогенных условиях при температурах ниже 50°C обуславливают выветривание минералов.

Ортоклаз при гидролизе в эндогенных условиях под действием раствора, содержащего H_2O и CO_2 в соотношении 1 : 4, превращается в кварц-мусковитовый комплекс:



В коре выветривания при взаимодействии тех же компонентов, но со значительно меньшей концентрацией CO_2 за счет ортоклаза формируется каолинит:



Промежуточным продуктом между ортоклазом и каолинитом может быть гидрослюда. Каолинит при дальнейшем гидро-

лизе в условиях влажных тропиков переходит в гидроксиды алюминия — диаспор $AlOOH$, бёмит $Al(OH)_3$ и гидраргиллит $Al(OH)_3$. Таким образом каолиновые глины превращаются в бокситы.

Окисление. Реакции, в результате которых изменяется валентность реагирующих веществ, называются окислительно-восстановительными, или реакциями окисления. При этих реакциях одни атомы приобретают электроны на свою внешнюю валентную электронную оболочку — восстанавливаются, а другие теряют их — окисляются. В процессе реакции между электростатически нейтральными атомами железа и кислорода железо теряет два электрона, а кислород их приобретает: $Fe^0 + \frac{1}{2} O_2 \rightarrow Fe^{2+} + O^{2-}$. При этом железо окисляется, а кислород восстанавливается. Атом, присоединяющий электроны, называется окислителем (кислород), а отдающий их — восстановителем (железо). Число электронов, отданных восстановителем в процессе реакции, равно общему числу электронов, присоединенных окислителем.

В узком смысле окислением можно назвать процесс соединения какого-либо вещества с кислородом, а восстановлением — процесс отделения кислорода. Это чисто химическое представление об окислительно-восстановительных реакциях утвердилось в минералогии вследствие того, что главный окислитель в природе — кислород.

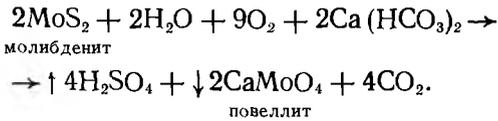
Другие химические элементы (F, Cl, S) как окислители имеют подчиненное значение.

При определении минералов в качестве окислителя используется только кислород воздуха или водный раствор диоксида водорода H_2O_2 . Для этого минерал нагревается на воздухе в окислительном пламени или в открытой трубке. Образующиеся кислородные соединения концентрируются на угле, на стенках трубки, а газы определяются по характерному запаху (удушливый — сернистый, чесночный — мышьяковые соединения).

В практике минералогических исследований чаще всего применяется 20—25 %-ный водный раствор H_2O_2 . Это соединение в кислой среде является окислителем, а в щелочной иногда служит восстановителем. Кроме того, на солнечном свете H_2O_2 довольно быстро распадается на H_2O и O_2 . Эта реакция резко ускоряется под действием катализаторов. Наиболее обычные из них — водные оксиды Mn: пиролюзит, вад, псиломелан и др. Порошок из этих минералов вызывает вскипание водного раствора H_2O_2 . Курганит $H_2MnO_3 \cdot nH_2O$ под действием H_2O_2 восстанавливается до $Mn(OH)_2$.

Широко применяются при диагностике минералов восстановительные реакции в пламени паяльной трубки, иногда они осуществляются на угле с добавкой плавней (Na_2CO_3) и угля в порошке.

В природе окислительная среда существует только в коре выветривания благодаря высокому содержанию кислорода в воздухе. В глубокие части литосферы кислород заносится водой. В коре выветривания все химические элементы в наиболее устойчивых долговечных минералах находятся в полной форме окисления — Fe^{3+} , Mn^{4+} , Cr^{6+} , U^{6+} , S^{6+} и т. д. Здесь окисляются все атомы, недонасыщенные кислородом. Процесс окисления идет в водной среде при участии CO_2 , поэтому в коре выветривания образуются оксиды, гидроксиды, карбонаты, хроматы, сульфаты и т. д. Например:



Все минералы, содержащие железо, в коре выветривания превращаются в лимонит, а марганцевые минералы переходят в пиролюзит и псиломелан. Это является причиной красно-бурой окраски минеральных образований коры выветривания, а также обилия в их трещинах корочек и налетов черного цвета.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ИСПЫТАНИЯ И РЕАКЦИИ
НА ОТДЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Только химический анализ, разрушающий молекулы вещества, способен дать наиболее полное представление о совокупности атомов и их соотношениях в кристаллической структуре минерала. Поэтому заключительным этапом изучения минерала является его полный химический анализ. В настоящее время химический анализ выполняет химик, но чистую пробу минерала отбирает минералог. Оба эти специалиста несут полную ответственность за результаты исследования. Для каждого научного анализа минерала следует разработать методику исследования его количественного состава и также тщательно приготовить реактивы и мономинеральную пробу. Первичные результаты анализа представляют наибольшую ценность, все последующие пересчеты ничего нового, как правило, не вносят. Минералогу важно научиться читать химические анализы, устанавливать их точность, знать пределы использования и давать оценку сделанным выводам.

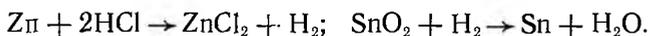
При определении минералов проводится частичный качественный химический анализ. Для диагностики часто достаточно установить только характерный элемент, чтобы точно идентифицировать минерал. В определительных таблицах, приведенных в конце книги, описываются простейшие приемы, какими минералоги почти полтора столетия определяют качественный состав минералов. К сожалению, до сих пор нет простых современных методов, которые бы удовлетворяли минералогов во всех отношениях. Для диагностики минерала реакция Чугаева на Ni в аммиачной среде с диметилгликексимом, реакция на Fe³⁺ с роданистым аммонием, реакция на NH₄⁺ с реактивом Несслера и некоторые другие считаются идеальными. Таких реакций насчитывается немного. Хорошие данные по изучению качественного состава минералов получают в результате полуколичественного спектрального, различных вариаций микро-, рентгеноспектрального и других (часто очень сложных) анализов. Все они довольно дорогие, доступны в стационарных условиях, предназначены для тщательного научного изучения или для поточного технического определения минералов. Если имеются условия применения для анализа минерала какого-нибудь из этих методов, непременно нужно этой возможностью воспользоваться; химические и спектральные методы

взаимно дополняют друг друга, но ни один из них не заменит полный научный химический анализ минерала.

Химические реакции, которые используются при изучении минералов, можно разделить на две группы: реакции в растворах и сухие реакции (преимущественно в пламени паяльной трубки). Реакции в растворах существенно не отличаются от химического качественного анализа.

Как особые методы исследования можно отметить пленочные реакции и метод отпечатков.

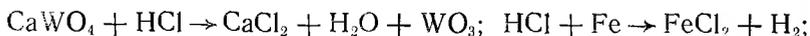
Пленочная реакция. Ее сущность сводится к образованию на зерне минерала характерной пленки, по которой устанавливается вещество или минерал. Примером такой реакции может служить получение оловянного зеркала на касситерите. Этот минерал в кислом растворе восстанавливается водородом до олова, что и используется для получения на его зернах тонких пленок губчатого олова («зеркала»). Зерна касситерита помещают на пластинку из цинка и заливают 10 %-ным раствором HCl. Затем пробу немного подогревают. В этих условиях на зерне касситерита пройдут следующие реакции:



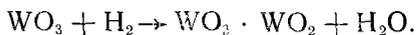
касситерит

После этого с помощью лупы или невооруженным глазом на касситерите можно увидеть серый налет, который от шлифовки о сукно приобретает серебристо-белый цвет. Его можно растворить в кислоте и в растворе сделать реакцию на Sn.

Не менее показательна пленочная реакция на шеелите. Этот минерал растворяется в HCl с выделением тяжелого порошкового осадка WO_3 желтого цвета. Данное соединение восстанавливается водородом до $\text{WO}_3 \cdot \text{WO}_2$ и до WO_2 . Первое из них имеет ярко-синий цвет, второе — грязно-зеленый. Реакцию проводят следующим образом. Зерна минерала помещают на часовое стекло и заливают HCl. Затем медной или железной иглой дотрагиваются до них; при этом шеелит в месте соприкосновения синее. Это происходит в результате реакций:



шеелит



Метод отпечатков несколько напоминает капельную реакцию на фильтровальной бумаге, только реакция осуществляется на образце породы, а цветные соединения снимаются на фильтровальную бумагу. Очень чувствительна реакция на ион уранила $(\text{UO}_2)^{2+}$ с $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$.

Если при определении минерала имеется возможность сделать **спектральный анализ**, то его необходимо выполнить. Это поможет значительно сократить время на диагностику мине-

Таблица 12

Окрашивание пламени некоторыми элементами

Элемент	Цвет пламени	Оттенок или тон	Примечания
Li	Красный	Малиновый, карминно-красный	Фосфаты и силикаты Li после прокаливания не дают щелочной реакции (в отличие от соединений Sr)
Sr	„	Малиновый, пурпурно-красный	Пламя окрашивают карбонаты и сульфаты Sr, дающие щелочную реакцию после прокаливания, а силикаты и фосфаты — не окрашивают
Ca	„	Кирпично, оранжево-красный	Цвет лучше различается, если минерал смочить HCl. Многие минералы, содержащие Ca, пламя не окрашивают
Na	Желтый	Интенсивный	—
K	Бледно-фиолетовый	—	Через синее стекло — пурпурно-красный цвет. Пламя Na гасится
Ba	Зеленый	Желтоватый	Пламя окрашивают сульфаты и карбонаты Ba, которые после прокаливания становятся щелочными, а силикаты и фосфаты — не окрашивают
Cu	„	Изумрудный	После смачивания минерала HCl пламя приобретает лазурно-голубой цвет с зеленоватым оттенком
Pb	Синий	Бледно-лазурный	В наружных краях пламя имеет зеленоватый оттенок
As	„	Бледный	—

рала. Выполнение спектрального анализа не исключает испытания на отдельные элементы.

Щелочная реакция. Эту реакцию дают минералы, содержащие щелочные и щелочноземельные металлы — K, Na, Ca, Mg, Ba, Sr. Минерал сильно прокалывают в окислительном пламени. Прокаливание проводится с целью образования оксидов в результате разложения минерала: $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$.

После прокаливания минерал кладется на куркумовую или красную лакмусовую бумагу, смоченную водой, в результате чего образуется щелочь: $\text{CaO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{OH})_2$, последняя окрашивает лакмусовую бумагу в синий, а куркумовую в красный цвет.

Окрашивание пламени. Особенно характерна окраска пламени летучими солями щелочных и щелочноземельных металлов (табл. 12). Минерал в виде осколка пинцетом вводится

в пламя спиртовки или паяльной трубки. Неплавкие или тугоплавкие минералы смачивают соляной кислотой.

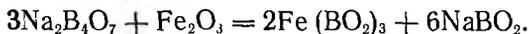
Получение цветных стекол буры и фосфорной соли. Расплавленная бора и фосфорная соль, растворяя многие соединения, содержащие хромофоры, приобретают характерную для данных хромофоров окраску.

Бора $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ при нагревании, всучиваясь, теряет кристаллизационную воду и превращается в совершенно бесцветное соединение $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$. Содержащие хромофоры минералы, растворяясь в этом соединении, дают окрашенные сплавы — стекла (перлы). Окраска обусловлена образованием цветных метаборатов.

При сплавлении оксидов железа с бурой в восстановительном пламени возникает соединение состава $\text{Fe}(\text{BO}_2)_2$, имеющее бутылочно-зеленый цвет:



а в окислительном — $\text{Fe}(\text{BO}_2)_3$, обладающее желтым цветом:



Степень окисления металла можно изменять, нагревая стекло в окислительном или восстановительном пламени. Окраска стекла зависит также от того, в каком состоянии оно находится — в холодном или горячем.

Фосфорная соль $\text{NH}_4\text{NaHPO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ при нагревании переходит в метафосфорнокислый натрий:



который растворяет оксиды металлов с образованием ортосолей.

Стекло получают в ушке платиновой проволоки, впаянной одним концом в стеклянную трубку. Длина проволоки 2—2,5 см, сечение 0,3 мм, диаметр ушка 2 мм. Ушко накаливают в окислительном пламени (в восстановительном пламени формируются хрупкие карбиды платины) и прикасаются им к буре или фосфорной соли, которые легко пристают к проволоке. После этого проволоку с приставшим к ней порошком буры или фосфорной соли вносят в окислительное пламя паяльной трубки и нагревают до появления совершенно прозрачного и бесцветного шарика (если он получается маленький, то операцию повторяют несколько раз). Особое внимание следует обращать на цвет шарика в холодном и горячем состоянии. Затем шарик смачивают водой или снова нагревают до жидкого состояния и прикасаются им к порошку исследуемого минерала, после чего его опять нагревают в пламени паяльной трубки. Минерал растворяется в стекле. Если в минерале имеется хромофор, то стекло приобретает характерную окраску (табл. 13).

Таблица 13

Окраска стекол фосфорной соли и буры, полученных в окислительном (I) и восстановительном (II) пламени

Элемент	Фосфорная соль		Бура	
	I	II	I	II
Fe	Желтая (в горячем состоянии), бесцветная (в холодном)	Бледная желтовато-зеленая (в горячем состоянии), бесцветная (в холодном)	Желтая	Бутыльно-зеленая
Mn	Фиолетовая	Почти бесцветная	Красновато-фиолетовая	Бесцветная
Cr	Зеленая		Желтовато-зеленая	Зеленая
Co	Синяя			Синяя
Ni	Красновато-желтая до желтой		Красновато-бурая	Серая (стекло непрозрачное)
Cu	Голубая	Красная (стекло непрозрачное)	Зеленая (в горячем состоянии), голубая (в холодном)	Красная (стекло непрозрачное)
U	Зеленовато-желтая	Зеленая	Желтая	Бледно-зеленая до бесцветной

После испытания из ушка платиновой проволоки следует удалить стекло. В раскаленном состоянии его легко выбить из ушка, постучав пальцем. Чтобы окончательно очистить платиновую проволоку, необходимо получать стекло без присадки минерала до тех пор, пока оно не станет совершенно бесцветным как в горячем, так и в холодном состоянии.

Если в минерале есть S, Sb, Bi, As, то их удаляют, чтобы избежать образования хрупких сплавов этих элементов с платиной. Для этого минерал прокаливают в окислительном пламени паяльной трубки.

Реакции с водным раствором $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$, которые используются для открытия в минералах Al, Mg, Zn. Минералы не должны быть плавкими, так как в этом случае всегда получается синий кобальтсодержащий сплав.

Минералы в виде тонкого осколка берут пинцетом и сильно прокаливают до обесцвечивания. При этом минерал частично разрушается с образованием оксидов. Затем зерно минерала смачивают каплей раствора $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ и снова прокаливают в окислительном пламени до появления соответствующей окраски.

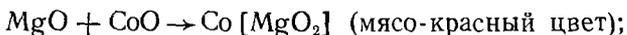
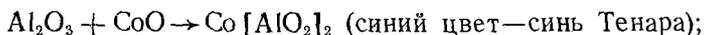
Смысл испытания заключается в том, что $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ при нагревании разлагается с образованием оксида CoO и оксидов

Т а б л и ц а 14

Окраска налетов на угле

Элемент	Состав налета	Цвет	Примечание
As	As ₂ O ₃	Белый	Очень летучий, осаждается обычно далеко от пробы. При получении издает чесночный запах
Sb	Sb ₂ O ₃	Белый с синеватым оттенком	Плотный, осаждается близко от пробы
Bi	Bi ₂ O ₃	Желтый, оранжево-желтый	При нагревании со смесью KI+S возникает бархатистый красный налет
Zn	ZnO	Желтоватый (в горячем состоянии), белый (в холодном)	Осаждается сравнительно близко от пробы. После смачивания раствором Co(NO ₃) ₂ и последующего прокаливания приобретает зеленый цвет
Pb	PbO	Серо-желтый	При нагревании со смесью KI+S приобретает желтовато-зеленый цвет

азота. Оксид кобальта вступает в реакцию с Al₂O₃, MgO, ZnO и дает окрашенные комплексные соединения:



Реакцию с Co(NO₃)₂ можно также проводить на угле, минерал в этом случае лучше истереть в порошок.

Налеты на угле. Многие минералы, в состав которых входят тяжелые металлы и ряд других элементов, при прокаливании на угле в окислительном пламени выделяют летучие оксиды, осаждающиеся на шероховатой поверхности угля в виде цветных налетов (табл. 14). Некоторые минералы, содержащие As, Sb, Bi, дают налеты без смешивания с содой, другие — в смеси с тройным ее объемом.

Порошок минерала или его смесь с содой помещают в небольшое углубление на краю угольной пластины так, чтобы остальная часть угля была свободной для осаждения оксидов. Угол между пламенем паяльной трубки и поверхностью угля должен быть около 130—140°.

Иодистые налеты на гипсовой пластинке. На гипсовой пластинке получают ярко окрашенные налеты иодидов тяжелых металлов. Пластинка должна иметь размер 10×7×1 см. Испытание проводится следующим образом. Порошок минерала сое-

диняют со смесью, состоящей из одной части KI и двух частей S, помещают в углубление у края гипсовой пластинки и прокаливают в пламени паяльной трубки. Угол между пламенем и пластинкой должен составлять 130—140°. На свободной поверхности пластинки в этом случае осаждаются цветные иодистые налеты.

Налет BiI_3 вблизи пробы багряный, вдали от нее — бархатисто-бурый (шоколадный). Сера в смеси нужна для того, чтобы связывать калий и освобождать йод, который над гипсовой пластинкой образует газ. Взаимодействие иода и оксида висмута, находящихся в газообразном состоянии, приводит к образованию иодата висмута, который и оседает на гипсовой пластинке в виде цветного налета. Наиболее характерны следующие иодистые налеты:

PbI_2	хромово-желтый, летучий
BiI_3	бархатисто-бурый (шоколадный) до багрового; в парах NH_4OH становится оранжевым
AsI_3	желтый до оранжевого, сильно летучий; в парах NH_4OH окраска исчезает

Получение корольков. Корольками называют шарики металлов, полученные с помощью паяльной трубки на угле в восстановительном пламени из смеси порошка минерала с содой (три части) и порошком угля (одна часть), реже из одного минерала, например галенита.

Смесь смачивается водой, чтобы избежать раздувания. Сода в смеси переводит металлы в углекислые соединения, которые в дальнейшем распадаются на оксиды и углекислый газ. Уголь примешивается к минералу и соде для образования CO, который восстанавливает оксиды до металлов. Металл можно освободить от шлака и испытать на ковкость.

Испытания в закрытой и открытой трубках. Закрытая трубка представляет собой запаянную с одного конца стеклянную трубку диаметром около 5 мм и длиной 6—8 см. Она служит для нагревания минерала без доступа воздуха, т. е. почти без кислорода. Минерал перед испытанием следует раздробить, насыпать его немного на дно трубки и сильно прокалить в пламени спиртовки. При этом могут наблюдаться плавление, изменение окраски, выделяться CO_2 , SO_2 , NH_3 , H_2O , возникать налеты As, Hg, S и т. д.

Открытая трубка используется для нагревания минералов с доступом воздуха, т. е. в окислительных условиях. Это открытая с двух концов стеклянная трубка, согнутая под тупым углом ($\sim 145^\circ$) так, что одно ее колено имеет длину около 5 см, а другое — около 10 см. Растертый минерал в небольшом количестве помещают в сгиб трубки и нагревают сначала длинную часть трубки, а затем пробу. В результате создается хорошая равномерная тяга воздуха, входящего в короткую часть

Таблица 15

Результаты испытаний в закрытой и открытой трубках

Элемент, соединение	Закрытая трубка	Открытая трубка
S	Красные капли (в горячем состоянии) и желтые твердые выделения (в холодном)	Выделение SO_2 , определяемого по запаху и по краснению лакмусовой бумаги, смоченной водой
As	Блестящий налет серебристо-белого мышьяка (мышьяковое зеркало), выше него — черный налет аморфного мышьяка и красный возгон односернистого мышьяка	Белый дым с чесночным запахом и налет As_2O_3 , осаждающийся сравнительно далеко от пробы
Sb	Налет $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$ — темно-серый (в горячем состоянии) и буровато-красный (в холодном)	Белый плотный налет Sb_2O_3 , осаждающийся близко от пробы
Hg	Черный налет (при нагревании киновари). С содой выделяются мелкие серые капли ртути	Мелкие серые капли ртути
H_2O	Бесцветные капли на холодных стенках трубки	—

трубки и выходящего из длинной. При испытании в открытой трубке может также происходить плавление, изменение окраски, выделение Sb_2O_3 , As_2O_3 и других соединений в виде налетов (табл. 15).

Растворение минералов. При растворении минералов в HCl могут наблюдаться следующие явления.

1. Растворяются с выделением различных газов:

1) углекислоты CO_2 — карбонаты, одни из которых растворяются с шипением на холоде (кальцит), другие — при кипячении (магнезит); о наличии CO_2 в этом случае судят по отсутствию окраски и запаха выделяемого газа; 2) сероводорода H_2S — некоторые сульфиды; H_2S узнают по неприятному запаху тухлых яиц; 3) хлора — оксиды Mn (псиломелан, пиролюзит).

2. Разлагаются спокойно (апатит).

3. Разлагаются с образованием студенистого кремнезема (нефелин) или белого порошковатого осадка кремнезема (хризоколла).

4. Растворяются, окрашивая раствор в различные цвета: минералы, содержащие Cu^{2+} , — в голубой цвет, Fe^{3+} — в буроватый.

5. Не растворяются. В этом случае порошок минерала смешивают с тройным объемом плавня и сплавляют в пламени паяльной трубки на угле. Сплав растворяют в HCl и полученный раствор исследуют на анионы и катионы. В качестве плавней обычно используют Na_2CO_3 , KHSO_4 и Na_2O_2 .

Растворение минерала следует начинать на часовом или предметном стекле, используя капельный метод: зерно смачивают каплей растворителя, в лупу наблюдают их взаимодействие. Если реакция не идет на холоде, то пробу слегка подгревают. Если и в этом случае реакция не происходит, то растворение производят в пробирке. Вообще при определении минералов мокрые реакции рекомендуется осуществлять методами микроанализа. Это позволяет экономить минерал, время и реактивы.

При наличии тяги и посуды, на которую не действует плавиковая кислота (платина, фторопласт, полиэтилен), силикаты можно растворять в HF. Образующиеся при этом фториды щелочных металлов растворимы в воде, а все другие — в H₂SO₄. Этот прием позволяет не только перевести в раствор катионы, входящие в состав силикатов, но и частично разделить их.

После специальных испытаний проводят реакции на отдельные элементы.

Азот. *Определение аниона NO₃⁻.* Дифениламин (C₆H₅)NH в концентрированной серной кислоте образует с нитратами органический краситель ярко-синего цвета. Для выполнения реакции на часовое стекло помещают три-четыре капли раствора дифениламина, добавляют две-три капли концентрированной H₂SO₄ и столько же водного раствора минерала.

Определение катиона NH₄⁺. Водный раствор солей аммония при взаимодействии с реактивом Несслера дает осадок йодида димеркураммония буровато-красного цвета. Следы NH₄⁺ вызывают желтое окрашивание раствора. В отличие от щелочных металлов, аммонийные соли при нагревании в закрытой трубке разлагаются, возгоняются и улетучиваются; по характерному резкому запаху обнаруживают аммиак.

Алюминий. Неплавкие и бесцветные минералы, смоченные Co(NO₃)₂ после прокаливания в пламени паяльной трубки, приобретают синюю окраску. Из раствора осаждением NH₄Cl получают осадок Al(OH)₃, который смачивают спиртовым раствором ализарина, при этом Al(OH)₃ образует ализарин-алюминиевый лак оранжево-красного цвета. Гиббсит от такого раствора ализарина приобретает розовую окраску, а подавляющая часть силикатов алюминия — сиреневую.

Барий. Из водных или слабокислых растворов несколько капель H₂SO₄ или водного раствора Na₂SO₄ осаждают Ba²⁺ в виде белого осадка BaSO₄.

Бор. Минерал разлагается серной кислотой при нагревании в фарфоровой чашечке; раствор частично упаривают и добавляют этиловый спирт. Летучие соединения бора окрашивают пламя спирта в зеленый цвет.

Ванадий. В солянокислый раствор минерала при слабом нагревании добавляют несколько капель H₂O₂. Появление крас-

новато-бурой окраски указывает на образование HVO_4 (надванадиевой кислоты).

Висмут. В солянокислых растворах соединений висмута в результате гидролиза от избытка воды выпадает белый осадок BiOCl . При нагревании порошка минерала висмута в смеси с $\text{KI} + \text{S}$ на угле образуется налет шоколадного цвета с яркими краями.

Вольфрам. Минералы, разлагаемые HCl , дают при кипячении желтый осадок WO_3 , который при добавлении олова и дальнейшем кипячении принимает синюю окраску. Синяя окраска затем может перейти в грязно-зеленую (WO_2). Если минерал не растворяется в кислоте, то его сплавляют с содой.

Железо. Минералы, содержащие железо, становятся магнитными после прокалывания в окислительном и восстановительном пламени. Стекло буры, полученное в восстановительном пламени, имеет бутыльно-зеленый цвет. При прибавлении $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ к раствору соли двухвалентного железа возникает темно-синий осадок. Осадок почти такого же цвета получается от прибавления $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ к раствору соли трехвалентного железа. Роданистый калий $\text{K}[\text{CNS}]$ или роданистый аммоний $\text{NH}_4[\text{CNS}]$ при добавлении к раствору соли трехвалентного железа окрашивает раствор в красный цвет (без осадка).

Иод. При нагревании смеси минерала с порошком галенита в закрытой трубке образуется возгон PbI_2 — оранжево-красный в горячем и лимонно-желтый в холодном состоянии.

Калий окрашивает пламя в фиолетовый цвет. Соли его образуют с $\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ желтый кристаллический осадок. Калиевый полевой шпат слегка растворяют в HF , промывают в воде и смачивают $\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$, при этом зерна минерала покрываются желтым налетом.

Кальций окрашивает пламя в кирпично-красный цвет. В растворе $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$ ионы кальция образуют белый кристаллический осадок CaC_2O_4 . Такой же осадок выпадает при наличии ионов Ba и Sr . Белый осадок $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ возникает при добавлении в раствор, содержащий Ca^{2+} , нескольких капель серной кислоты или раствора сульфата натрия. В отличие от BaSO_4 он растворяется в избытке воды при кипячении.

Кобальт. С фосфорной солью он дает синее стекло. Роданид аммония $\text{NH}_4[\text{CNS}]$ в водном растворе образует с Co^{2+} комплексные соли кобальта, обладающие синим цветом. В присутствии Fe^{3+} к раствору следует добавить щавелевую кислоту.

Кремний. Некоторые силикаты разлагаются HCl и H_2SO_4 с образованием студенистого кремнезема. Минерал необходимо растереть в порошок и растворение вести при кипячении. При растворении в кислотах других силикатов появляется белый осадок порошкового кремнезема. В стекле фосфорной соли крупинка силиката оставляет сохраняющий ее форму и просвечивающий «скелет» кремнезема. Нерастворимые силикаты

следует сплавлять с тройным объемом соды Na_2CO_3 в ушке платиновой проволочки или на угле, затем сплав растворяют в HCl . Кремнекислота при этом выпадает в виде студенистого осадка. В растворе можно определять анионы и катионы.

Литий окрашивает пламя в карминно-красный цвет. При исследовании литийсодержащих силикатов рекомендуется нагревать смесь минерала с равным объемом порошка гипса или сернокислого калия.

Марганец. Стекло буры, полученное в восстановительном пламени,— бесцветное, а в окислительном — красновато-фиолетовое. Сплав минерала Mn с содой на угле или в ушке платиновой проволоки в окислительном пламени имеет голубоватозеленую окраску. Высшие оксиды Mn растворяются в HCl , выделяя из нее Cl .

Медь. Минералы—оксиды меди окрашивают пламя в зеленый цвет. Смачивание минерала HCl вызывает лазурно-голубую окраску пламени. Оксиды и предварительно обожженные сульфиды меди в смеси с тройным объемом соды в восстановительном пламени дают на угле красный королек меди. Стекло буры в окислительном пламени голубого цвета (холодное), в восстановительном оно непрозрачное красное. Растворы медных минералов в соляной и азотной кислотах имеют зеленый цвет. При добавлении аммиака раствор принимает темносинюю окраску. Осаждение железом: железная пластинка или проволока, опущенная в раствор, содержащий медь, покрывается налетом металлической меди.

Мышьяк. При нагревании его минералов на угле или в открытой трубке белый налет As_2O_3 образуется далеко от пробы, распространяется чесночный запах. При нагревании арсениоприта и некоторых других минералов мышьяка в закрытой трубке на холодных ее частях возникает светлый блестящий налет мышьяка (мышьяковое зеркало). Реальгар, аурипигмент дают в этих условиях желтовато-красный возгон.

При определении мышьяка в кислородных соединениях минерал растворяют в соляной кислоте в фарфоровом тигельке. Затем тигелек ставят на фильтровальную бумагу, смоченную раствором AgNO_3 , опускают в него кусочек цинка и закрывают стеклянной воронкой с закрытым отверстием. Газообразный мышьяковистый водород, образовавшийся в растворе, восстанавливает Ag^+ до металлического состояния, вызывает почернение фильтровальной бумаги. Реакция очень чувствительная.

Никель. К раствору минерала добавляют избыток аммиака и спиртового раствора диметилглиоксима; при наличии Ni выпадает красный осадок (реакция Чугаева). Стекло буры, полученное в окислительном пламени, имеет фиолетовый цвет в горячем состоянии и красновато-бурый в холодном.

Ниобий. Порошок минерала ниобия сплавляют с равным объемом селитры и пятикратным объемом соды. Сплав раство-

ряют в HCl и кипятят с кусочками олова. Раствор принимает вначале голубую окраску, в дальнейшем — бурющую. Окраска исчезает при разбавлении раствора водой.

Олово. При нагревании в восстановительном пламени смеси порошка оловосодержащего минерала с двойным объемом соды на угле получится белый ковкий королек олова. Касситерит SnO_2 при растворении в HCl вместе с кусочками цинка восстанавливается и покрывается тонким налетом серого металлического олова, который становится блестящим после натирания сукном.

Ртуть. Соединения ртути в смеси с содой при нагревании в закрытой трубке дают серый налет мелких капель ртути, которые можно собрать в более крупные капли, если потереть налет стеклянной палочкой.

Свинец. Его соединения, смешанные с тремя объемами соды, дают в восстановительном пламени на угле ковкий серый королек свинца. При нагревании свинцовых минералов в окислительном пламени на угле или гипсовой пластинке в смеси с тройными объемами соды, KI и S образуется хромово-желтый налет. Из слабых азотнокислых растворов минералов, содержащих свинец, при добавлении KI выпадает иодистый свинец PbI_2 в виде тонких золотисто-желтых пластинок. В слабокислом растворе CH_3COOH ионы Pb^{2+} образуют с K_2CrO_4 желтый осадок PbCrO_4 .

Сера. В открытой трубке сульфиды окисляются с выделением SO_2 , узнаваемого по запаху и реакции на лакмусовой бумаге (покраснение). В закрытой трубке некоторые сульфиды дают возгон серы — желтовато-красный жидкий в горячем состоянии и желтый порошковатый в холодном. Некоторые сульфиды при растворении в HNO_3 выделяют сероводород, сернистый газ и свободную серу, часто собирающуюся у поверхности раствора. При растворении некоторых сульфидов в HCl также выделяется сероводород, диагностируемый по характерному запаху или почернению фильтровальной бумаги, смоченной $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$.

Определение серы в кислородных соединениях имеет некоторые особенности. Если сульфаты растворимы в воде или HCl , то при прибавлении раствора BaCl_2 выпадает белый осадок BaSO_4 . Если сульфаты нерастворимы в воде или кислотах, то сера определяется путем сплавления минерала с тремя объемами соды; при этом получается сплав красновато-бурого цвета («серная печень»), содержащий Na_2S . Сплав, смоченный водой на поверхности серебряной пластинки или эмульсии фотографической пленки, дает на них (вследствие выделения сероводорода) черное или темно-коричневое пятно. Если же «серную печенку» поместить в небольшое количество воды и прибавить туда несколько капель раствора нитропрусида натрия, то жидкость окрашивается в фиолетово-красный цвет.

Серебро. Катион серебра дает с разбавленной соляной кислотой белый творожистый осадок AgCl , быстро превращающийся на свету в синеvато-серый. Осадок легко растворяется в аммиаке. Медная проволока или пластинка осаждает из этого раствора губчатое серебро, которое при растирании приобретает сильный блеск и серебряно-белый цвет.

Сурьма. При нагревании сурьмяных минералов на угле вблизи пробы образуется плотный налет Sb_2O_3 . Такой же налет получается в открытой трубке. В закрытой трубке соединения сурьмы дают черный возгон, при охлаждении приобретающий буровато-красную окраску.

Титан. Минералы растворяют в крепкой серной кислоте (нерастворимые минералы предварительно сплавляют с содой), после чего раствор охлаждают, разбавляют водой и добавляют 2—3 %-ный раствор H_2O_2 . При наличии в минерале Ti раствор принимает желтую или оранжевую окраску (в зависимости от его количества в минерале). Минералы в смеси с содой или бурой сплавляют на угле, затем сплав растворяют в HCl и кипятят с оловом. При наличии Ti раствор приобретает фиолетовую окраску.

Уран. Вначале радиометром в штупах определяют общую радиоактивность. Для этой цели пригодны приборы любой конструкции. При повышенной радиоактивности в образцах отыскивают зерна радиоактивного минерала методом радиографии или отпечатка. Для этого образец шлифуют и кладут в темноте гладкой поверхностью на эмульсию фотографической пленки. Радиоактивные излучения вызывают изменения в светочувствительной эмульсии. В результате после проявления пленки в местах контакта ее с радиоактивным минералом наблюдается почернение. Интенсивность почернения зависит от количества минерала и содержания в нем урана, а также от чувствительности пленки и времени экспозиции, которое колеблется от 4 до 15 сут.

Метод отпечатков лучше применять на гладкой пришлифованной поверхности образца, но можно использовать и остроугольные обломки. На образец накладывают фильтровальную бумагу, смоченную 20—30 %-ным раствором HNO_3 , через несколько минут на ту же бумагу наносят раствор $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$. Образующийся при обработке образца ион уранила $[\text{UO}_2]^{2+}$ дает с $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ нерастворимый в воде красновато-коричневый осадок $(\text{UO}_2)_2\text{K}_2[\text{Fe}(\text{CN})_6]$, который хорошо виден на белой бумаге. Реакции мешает присутствие Cu и Mo .

Люминесценция перла NaF позволяет установить следы урана. Сплавляя NaF в ушке платиновой проволоки, получают бесцветное стекло, проверяют его цвет в ультрафиолетовом свете, а затем к нему делают присадку испытуемого минерала и вновь сплавляют. Однородный сплав вносят в ультрафиолетовый свет. Если в присадке имеется U , то перл приобретает

желтовато-зеленое свечение. Для этого испытания NaF можно заменить его фосфорной солью.

Фосфор. В раствор молибденовокислого аммония $(\text{NH}_4)_2 \times \text{MoO}_4$ добавляют несколько капель азотнокислого раствора исследуемого минерала. При наличии P выпадает желтый осадок. Такую же реакцию можно проводить на часовом стекле. В этом случае в азотнокислый раствор минерала бросают крупинки молибденовокислого аммония, которые при наличии P становятся желтыми.

Формой многогранника называется совокупность всех его граней. Кристаллическая форма — один из важнейших внешних признаков минералов. Далее рассмотрены простые формы кристаллов, приведены наиболее распространенные формы минеральных индивидов высшей, средней и низшей категории. Статистические данные показывают, что чем симметричнее грань кристалла, тем чаще она встречается и лучше развита.

ПРОСТЫЕ ФОРМЫ

Моноэдр — (рис. 40) — форма, состоящая из одной грани, имеет одно главное направление (1).

Диэдр — форма, состоящая из двух равных и пересекающихся между собой граней (2, 3).

Пинакоид — форма состоящая из двух равных и параллельных между собой граней (4).

Призма — собирательное название для форм, в которых все равные грани пересекаются в параллельных ребрах. Призмы открытые формы, они различаются по форме сечения в плоскости, перпендикулярной ребру. Образую прилагательное от названия многоугольника, который получается при сечении призмы плоскостью, перпендикулярной ребру, — тригон (5), тетрагон (6), гексагон (7), дитригон (8), дитетрагон (9), дигексагон (10), ромб (11), — получим название этой фигуры: тригональная (12), тетрагональная (13), гексагональная (14), дитригональная (15), дитетрагональная (16), дигексагональная (17), ромбическая (18) призмы.

Пирамида — собирательное название для простых форм, в которых все равные грани пересекаются в одной точке. Эти открытые формы имеют одну вершину. Если эта вершина обращена вверх — пирамида положительная, а если вниз — отрицательная. Пирамиды также называются по форме сечений, перпендикулярных их высоте. Это соответственно будут пирамиды тригональная (19), тетрагональная (20), гексагональная (21), дитригональная (22), дитетрагональная (23), дигексагональная (24), ромбическая (25). В моделях пирамиды всегда комбинируются с моноэдром.

Дипирамида — название, собирательное для простых форм, которые состоят как бы из двух пирамид, сложенных основа-

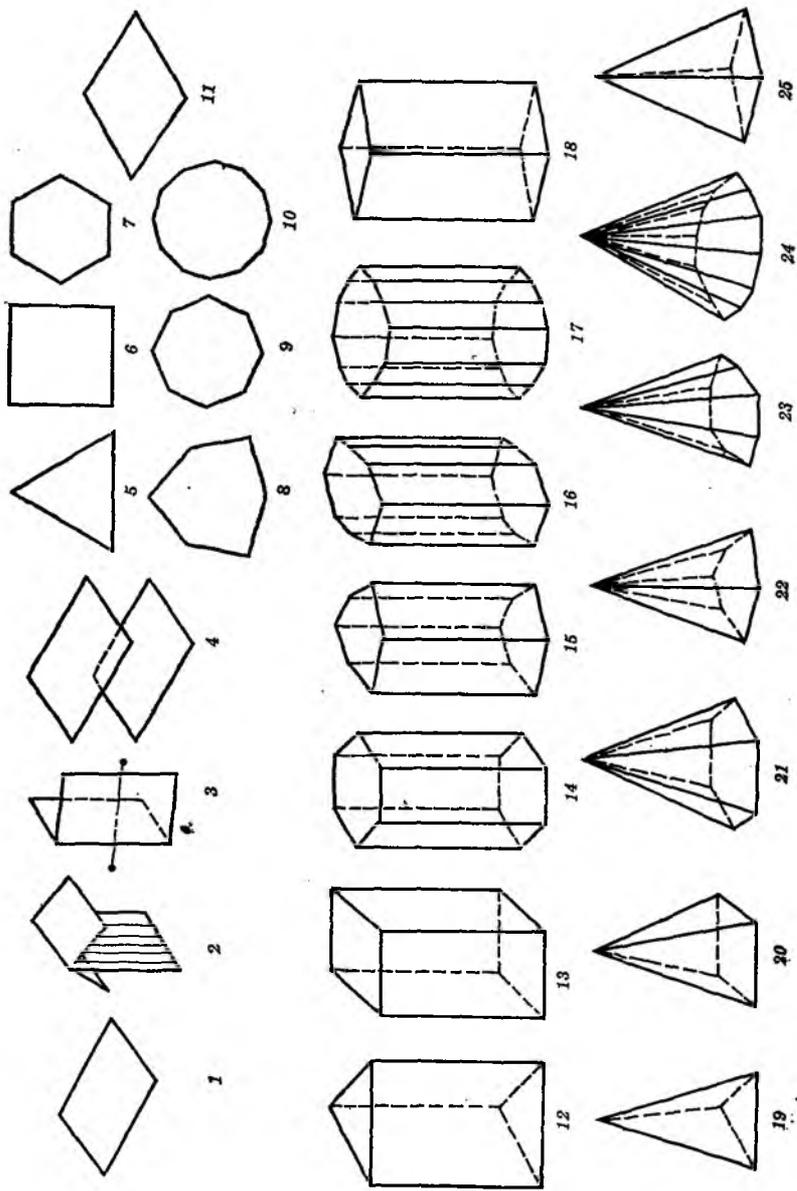


Рис. 40. Простые формы кристаллов низшей и средней категорий

ниями (рис. 41). У кристаллографических пирамид основания нет (здесь дано не определение, а описание дипирамиды — двойной пирамиды). Дипирамиды различаются, так же как и пирамиды, по форме сечений: тригональная (26), тетрагональная (27), гексагональная (28), дитригональная (29), дитетрагональная (30), дигексагональная (31), ромбическая (32).

Трапецоэдры — сходные с дипирамидами формы. Грани их трапеца — четырехугольники с двумя равными смежными сторонами. От формы сечения этих многогранников около вершины, где выходит ось высшего наименования, образуется прилагательное (как для призмы), которое и определяет название конкретной простой формы: тригональные левый (33) и правый (34) трапецоэдры; тетрагональные — левый (35) и правый (36); гексагональные — левый (37) и правый (38). Мнемоническое правило для распознавания правых и левых форм следующее: грань трапецоэдра поворачивают к себе; более длинная сторона из двух неравных указывает на левый или правый трапецоэдр.

Скаленоздры — дитригональный (39) и дитетрагональный (40) — имеют форму грани в виде неравностороннего треугольника — скалена.

Тетраэдры — четырехгранники: кубический (41; грань — равносторонний треугольник); тетрагональный (42; грань — равнобедренный треугольник); ромбический (43, грань — равносторонний треугольник).

Куб, или гексаэдр, — шестигранник (44); грани имеют форму квадрата (граней 6, ребер 12, вершин 8). Три главных направления взаимно перпендикулярны и равны между собой.

Ромбоэдр состоит из шести граней в форме ромба (45). Общий случай ромбоэдра — сдвинутый или растянутый по L_3 куб; при этом утрачиваются $3L_4 3L_3 6L_2 6P$ и многогранник приобретает тригональную сингоию. Он обладает тремя главными направлениями, расположенными под углом, не равным 90° , имеет максимальную степень симметрии: $L_3 3L_2 3PC$.

Тетраэдрические формы (рис. 42) образованы на базе тетраэдра (46). Они имеют сложное название, в котором отмечают: форма грани — тригон, тетрагон, пентагон; количество граней в комплексе — три, тетра; число повторений комплекса, например тетра, и название грани — эдр; таким образом получают названия: тригонтритетраэдр (47), тетрагонтритетраэдр (48), пентагонтритетраэдры — правый (49) и левый (50), гексатетраэдр (51; первая часть названия опущена как излишняя для этой фигуры).

Октаэдр — восьмигранник (52): грани — равносторонние треугольники, сходятся по четыре в вершинах; ребер — 12, главных направлений — четыре, как в тетраэдре.

Октаэдрические формы образуются на базе октаэдра по такому же принципу, что и тетраэдрические: тригонтриоктаэдр

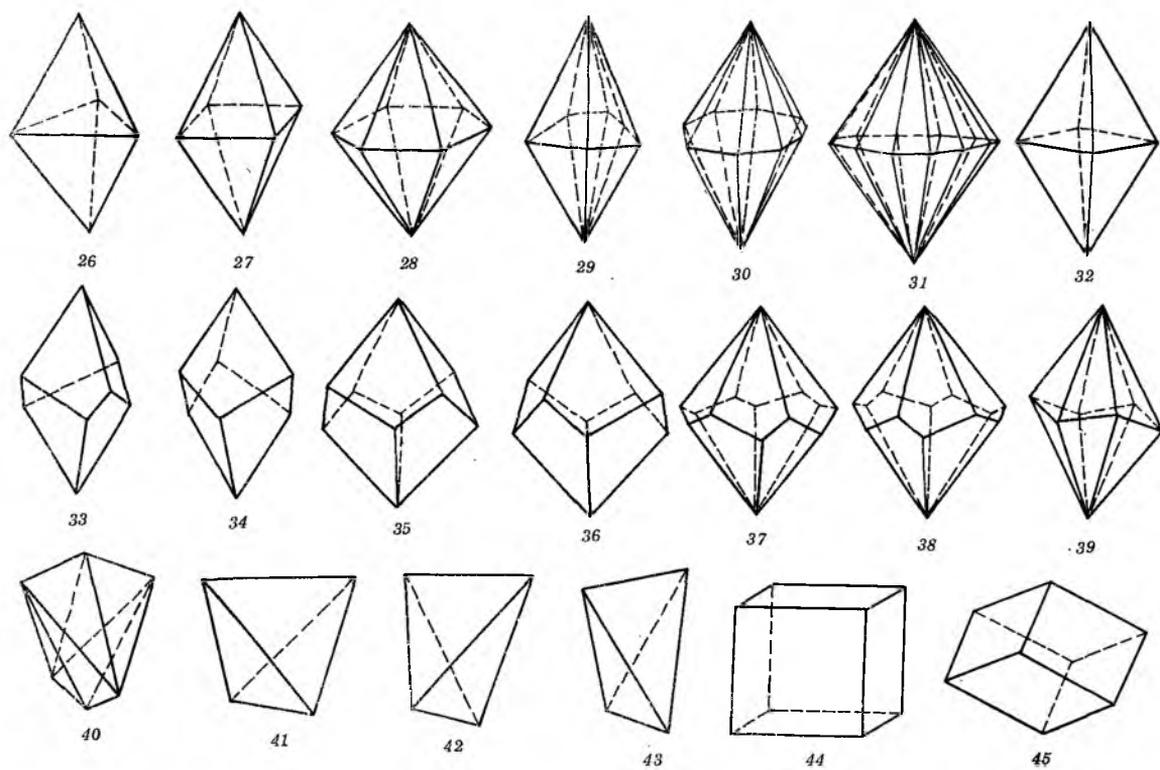


Рис. 41. Простые формы кристаллов средней и высшей категорий

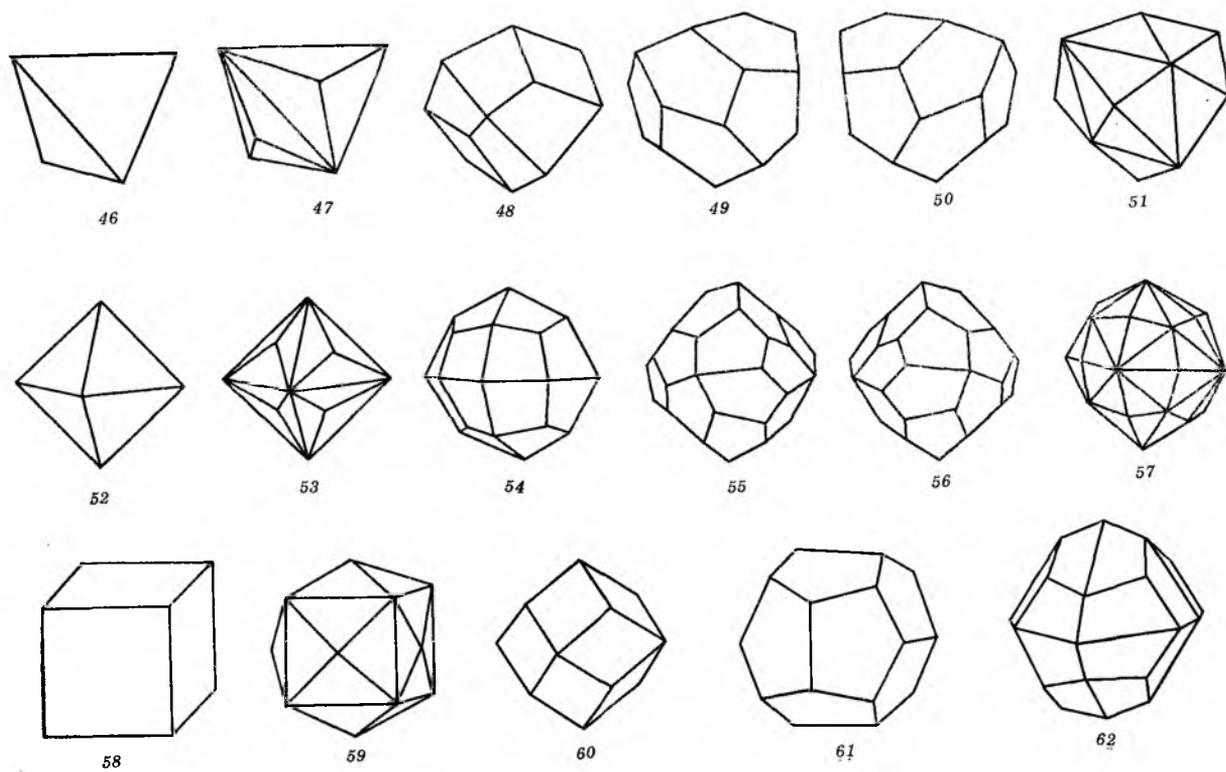


Рис. 42. Простые формы кристаллов кубической сингонии

(53), тетрагонтриоктаэдр (54), пентагонтриоктаэдры — правый (55) и левый (56), гексоктаэдр (57).

Тетрагексаэдр (59) — единственная форма, образованная на основе гексаэдра (куба — 58).

Додекаэдр (двенадцатигранники) — ромбический и пентагональный. У ромбододекаэдра (60) грани имеют форму ромба, они сходятся по четыре острыми углами, образуя шесть равных четырехгранных углов, и по три — тупыми углами, образуя восемь трехгранных узлов. У этой формы шесть равных главных направлений. У пентагондодекаэдра грани в форме пятиугольника (61).

Дидодекаэдр (62) — «удвоенный» додекаэдр, образованный путем «перелома» по сечению плоскостями симметрии граней пентагондодекаэдра.

МИНЕРАЛЫ ВЫСШЕЙ КАТЕГОРИИ КУБИЧЕСКОЙ СИНГОНИИ

Геометрические константы кристаллов кубической сингонии ($a_0 = b_0 = c_0$; $\alpha = \beta = \gamma$) свидетельствуют о том, что в их структуре имеются по крайней мере три равных и взаимно перпендикулярных направления, обладающих равными свойствами, в том числе и химическими связями. Следовательно, кристаллы кубической сингонии обладают одинаковой скоростью роста в трех направлениях, перпендикулярных между собой. Это обуславливает их изометрический облик и исключает в этих кристаллах возможность ленточных или слоистых структур. Наиболее обычные формы: куб, октаэдр, ромбододекаэдр, тетрагонтриоктаэдр, пентагондодекаэдр и их комбинации. Для преобладающей части минералов этой сингонии характерен простой химический состав.

Медь, серебро, золото (рис. 43). $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$. Эти минералы обладают малой механической прочностью, поэтому хорошо образованные кристаллы их встречаются редко. Из-за тягучести отдельные индивиды минералов сильно деформированы: в кристаллах ребра сглажены и изогнуты, зерна часто прокатаны и вытянуты; при специальных исследованиях обнаруживаются пластические деформации. В огранении кристаллов наблюдаются следующие формы: октаэдр $o\{111\}$, ромбододекаэдр $d\{110\}$, куб $a\{100\}$. Редко встречаются кристаллы золота (1—3). Кристаллы меди из Турьинских рудников (4, 5) имеют также грани $k\{520\}$ и $h\{410\}$ тетрагексаэдра. Для всех минералов данной группы характерны дендриты, особенно часто они отмечаются в индивидах меди (6, 7) и серебра (8).

Алмаз (рис. 44). По структуре выделяются два типа: наиболее распространенный в природе — $3L_2 4L_3 6P$ и реже встречающийся — $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$. По огранению их нельзя различить. Благодаря исключительной механической прочности алмаза зерна его устойчиво сохраняют форму, которая пред-

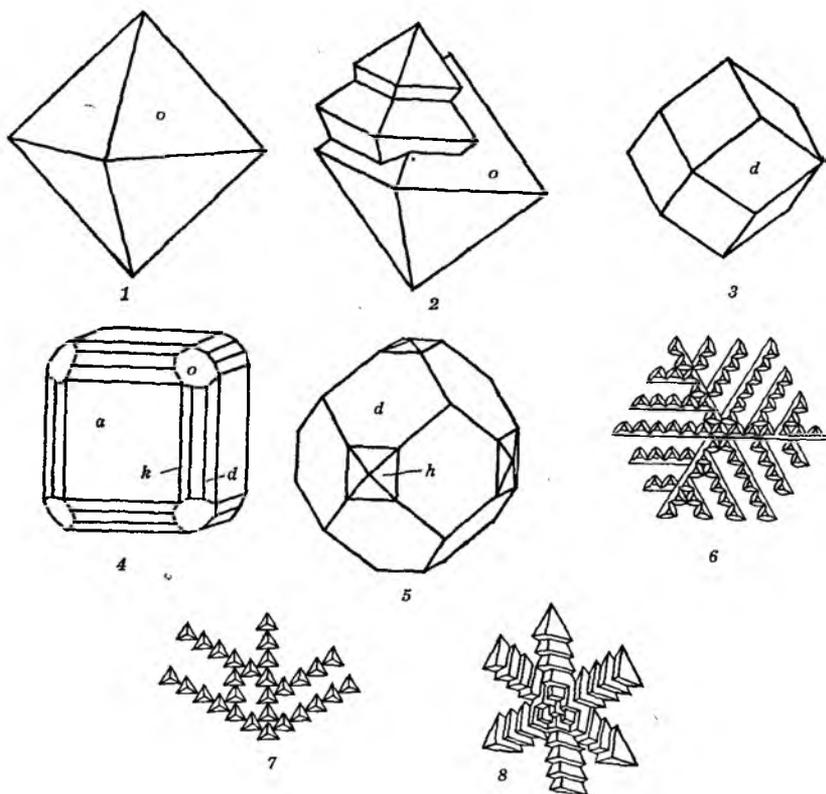


Рис. 43. Кристаллы меди, серебра и золота

ставляет собой отдельные кристаллы, спайные обломки по $\{111\}$ или агрегаты. Сrostки мелких кристаллов неправильной формы и черного цвета называются бортом, а агрегаты шаровидной формы тонкозернистого строения — карбонадо.

Масса отдельных кристаллов алмаза изменяется от нескольких миллиграммов до сотен граммов; средняя масса — 0,2—0,3 кар. (1 кар. = 200 мг). Формы кристаллов плоскогранные (1—4) и кривогранные (5—8). Плоскогранные индивиды имеют формы: октаэдр $o\{111\}$, ромбододекаэдр $d\{110\}$ и куб $a\{100\}$. Кривогранные кристаллы приближаются по огранению к плоскогранным и называются: октаэдронид (5), додекаэдронид (6), гексаэдронид (7); среди них преобладают кристаллы в форме додекаэдроида. Встречаются кристаллы в комбинации плоскогранных (4) и кривогранных (8) форм.

Галенит (рис. 45). $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$; формы: куб $a\{100\}$, октаэдр $o\{111\}$ и ромбододекаэдр $d\{110\}$. Кристаллы всегда представлены комбинацией $a\{100\}$ и $o\{111\}$ с преобладанием

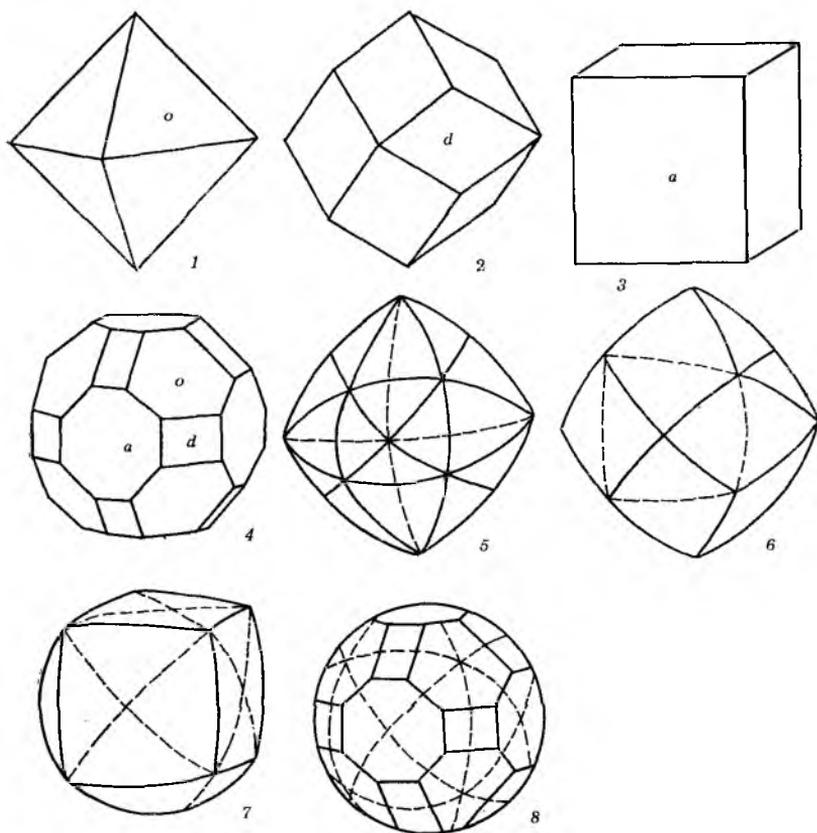


Рис. 44. Кристаллы алмаза

первых (1) или вторых (2, 3). В результате весьма совершенной спайности по $\{100\}$ кристаллы легко разрушаются и поэтому встречаются не часто. Постоянно наблюдаются спайные обломки в форме куба, на гранях которого часто видна тонкая штриховка (4), обусловленная полисинтетическими двойниками по тригонтриоктаэдру $\{441\}$, которые образовались механически.

Сфалерит (см. рис. 45) $3L_2 4L_3 6P$; тетраэдры — положительный $o\{111\}$ и отрицательный $o'\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$, куб — $a\{100\}$ (5). Кристаллы всегда представлены комбинацией $o\{111\}$ и $o'\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$ (6), иногда с подчиненным развитием $a\{100\}$ (7, 8). В том случае, когда грани $o\{111\}$ и $o'\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$ равны, кристаллы приобретают октаэдрический облик (8). Грани положительного и отрицательного тетраэдров отличаются вичиналями. Спайность совершенная по ромбододекаэдру $\{110\}$ по шести направлениям, что

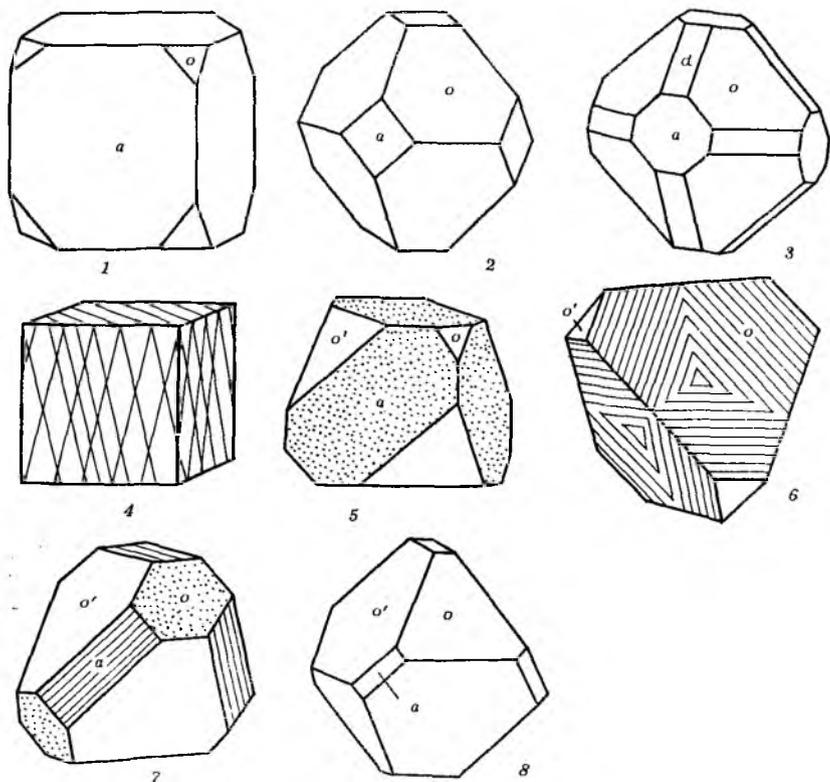


Рис. 45. Кристаллы галенита и сфалерита

обуславливает обилие блестящих спайных площадок в зернистых агрегатах.

Пирит (рис. 46) $3L_2 4L_3 3PC$; формы: куб $a\{100\}$; пентагондодекаэдр большей частью $e\{210\}$, октаэдр $o\{111\}$, ромбододекаэдр $d\{110\}$.

Грани куба $a\{100\}$ почти всегда покрыты взаимно перпендикулярной комбинационной штриховкой (1). Часто встречаются индивиды, форма которых представлена пентагондодекаэдром $e\{210\}$ (2) или комбинацией куба $a\{100\}$ и пентагондодекаэдра $e\{210\}$ (3). Кристаллы в форме октаэдра $o\{111\}$ (5) и ромбододекаэдра $d\{110\}$ (6) сравнительно редки. Еще реже отмечаются индивиды в форме комбинации куба $a\{100\}$ и октаэдра $o\{111\}$ (7). Очень редко находят кристаллы пирита в комбинации $e\{210\}$ и $o\{111\}$, грани которых (их всего 20) развиты одинаково (4) и имеют очертание треугольника; такой многогранник называется минеральным *икосаэдром*. В кристаллах пирита наиболее эффектно двойники прорастания по $d\{110\}$, известные под названием *железный крест* (8).

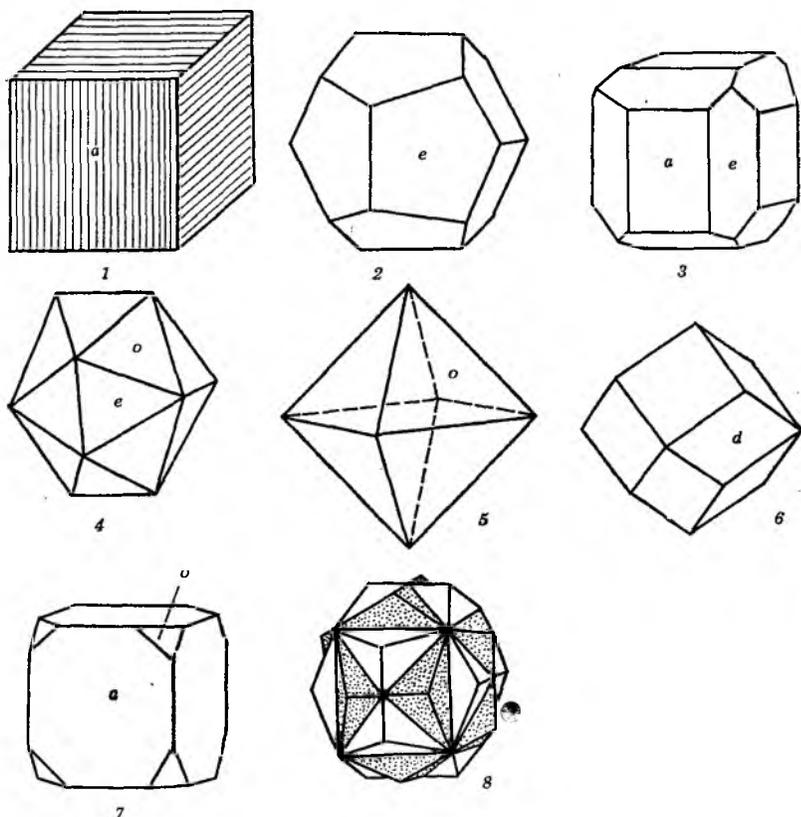


Рис. 46. Кристаллы пирита и кобальтина

Псевдоморфозы гетита по пириту часто сохраняют все детали ограничения кристаллов пирита.

Кобальтин — встречается в кристаллах точно такой же формы, что и пирит.

Блеклые руды, гельвин, борацит и куприт (рис. 47).

Блеклые руды — преимущественно тетраэдрит и теннантит. $3L_2 4L_3 6P$; формы: куб $a\{100\}$, тетраэдры — положительный $o\{111\}$ и отрицательный $o'\{1\bar{1}1\}$, ромбододекаэдр $d\{110\}$, тригонритетраэдр $n\{211\}$. Индивиды тетраэдрита большей частью имеют тетраэдрический облик (1—3); габитусной формой в них является положительный тетраэдр $o\{111\}$; на гранях его иногда наблюдается тонкая комбинационная штриховка, параллельная ребру $[011]$; грани отрицательного тетраэдра $o'\{1\bar{1}1\}$ — гладкие. Кристаллам теннантита нередко свойствен изометрический облик (4) вследствие преобладающего развития граней ромбододекаэдра $d\{110\}$. Эта особенность индивидов теннантита может служить диагностическим признаком.

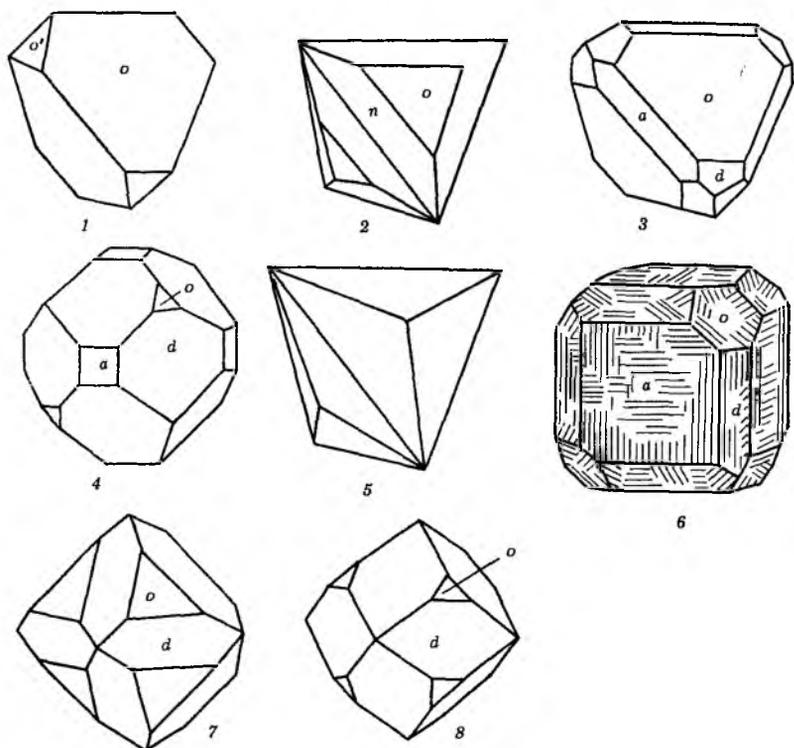


Рис. 47. Кристаллы блеклых руд, гельвина, борацита и куприта

Гельвин. $3L_2 4L_3 6P$. Кристаллы гельвина аналогичны кристаллам тетраэдрита по облику и огранению. На р. Ахтаранде (приток Вилюя) вместе с везувианом встречаются псевдоморфозы смеси гроссуляра, каолинита, клинохлора, пеннина и доломита, по-видимому, по гельвину или гидрогранату в форме тригонритетраэдра (5), которые известны под названием ахтарандита. Природа его, несмотря на множество высказанных предположений, продолжает оставаться минералогической загадкой.

Борацит. $3L_2 4L_3 6P$. Индивиды борацита имеют такое же огранение, как и блеклые руды; тетраэдрические (2) и изометрические (4) кристаллы встречаются часто. Кроме того, известны кристаллы кубические (6), на которых развиты также грани ромбододекаэдра $d\{110\}$ и положительного тетраэдра $o\{111\}$.

Куприт. Яркий пример гипоморфии. Симметрия по морфологическим данным $3L_2 4L_3 6P$; рентгеновские данные указывают на принадлежность к классу $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$; формы: $o\{111\}$ и $d\{110\}$; другие, в том числе и куб, встречаются значи-

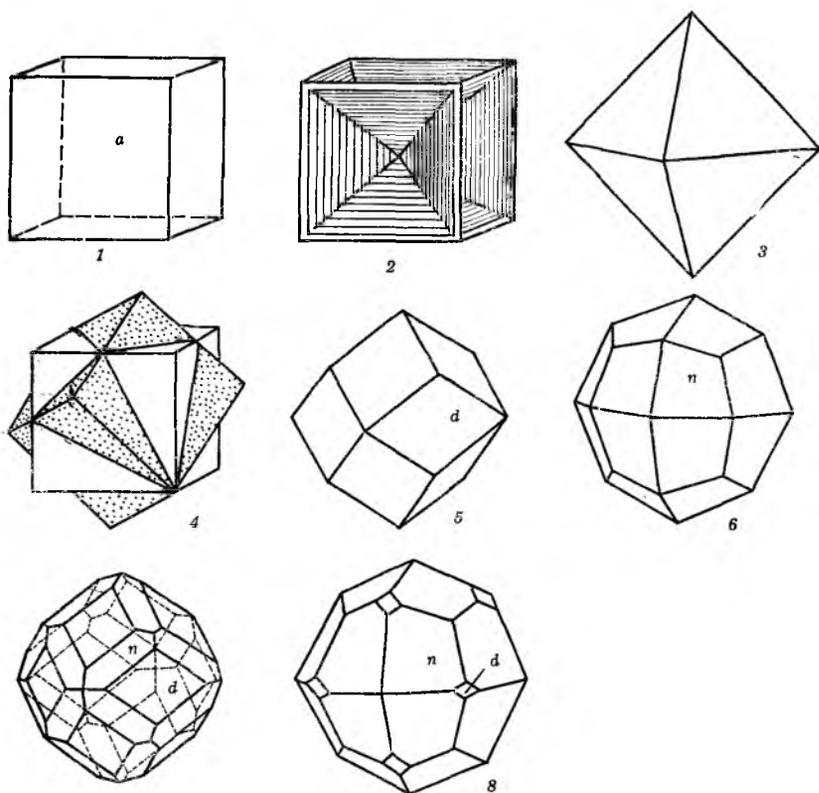


Рис. 48. Кристаллы галита, сильвина, флюорита, минералов группы граната, содалита, лейцита и анальцима

тельно реже. Кристаллы октаэдрические (см. рис. 47, 7) вследствие преобладания граней октаэдра $o\{111\}$ или изометрические (8) за счет исключительного развития граней ромбододекаэдра $d\{110\}$. Общая форма — пентагонтриоктаэдр — на уральских кристаллах куприта не обнаружена.

Галит, сильвин и флюорит (рис. 48). $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$; формы: куб $a\{100\}$, октаэдр $o\{111\}$.

Сильвин и галит встречаются в кристаллах в форме куба $a\{100\}$ (1) и только в редких случаях на кристаллах галита развиваются грани октаэдра $o\{111\}$ (3), например при кристаллизации этого вещества из водных растворов, содержащих карбамид (мочевину) — $CO(NH_2)_2$. При изменении концентрации карбамида в растворе можно получить кристаллы $NaCl$ в комбинации куба с октаэдром. Агрегаты галита в самосадочных месторождениях рыхлые, пористые, сложены индивидуальными скелетным строением (2). Кристаллы галита и сильвина обладают весьма совершенной спайностью по кубу $\{100\}$, поэтому

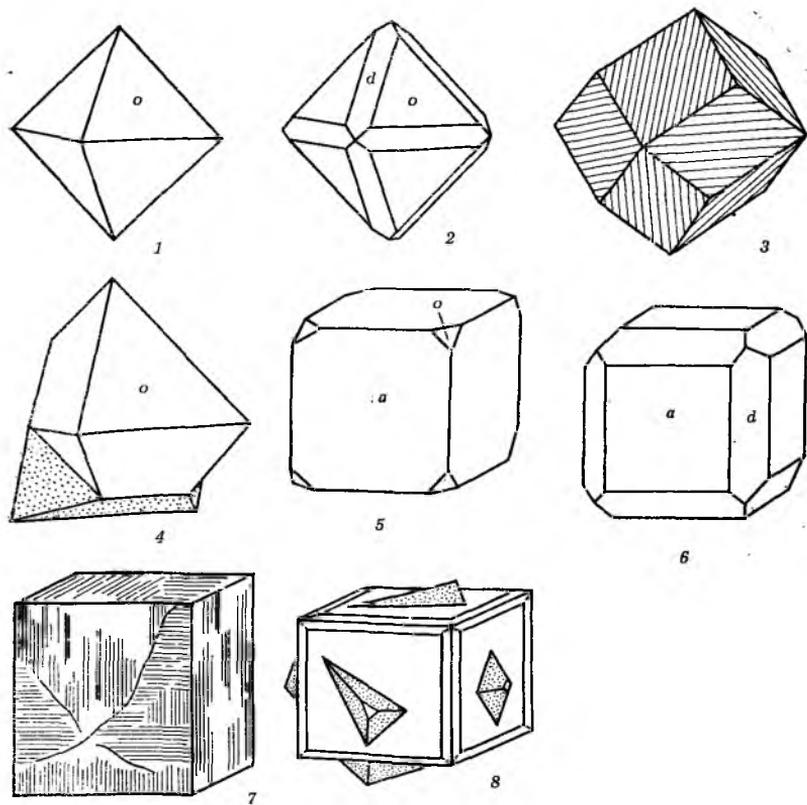


Рис. 49. Кристаллы магнетита, уранинита, перовскита, лопарита и пирохлора

индивиды этих минералов легко разбиваются на спайные обломки в виде куба.

Для флюорита характерны формы октаэдра $o\{111\}$ и куба $a\{100\}$, а также и их комбинации; ромбододекаэдр и другие более сложные формы находятся в подчиненном развитии. Особенно типичны двойники прорастания по $\{111\}$ (4). Благодаря совершенной спайности по $\{111\}$ из кристаллов флюорита выбиваются спайные обломки в форме октаэдра.

Минералы группы граната (альмандин, спессартин, пироп, гроссуляр, андрадит, уваровит), содалит, лейцит и анальцим (см. рис. 48) обладают устойчивым изометрическим обликом, обусловленным развитием форм ромбододекаэдра $d\{110\}$, тетрагонтриоктаэдра $n\{211\}$ и их комбинацией. Для гранатов весьма характерна форма ромбододекаэдра (5), которую в старой литературе называли гранатоэдром. Такие кристаллы граната встречаются преимущественно в кристаллических сланцах. На подобных кристаллах часто можно заметить притупление ребер гранями тетрагонтриоктаэдра $n\{211\}$ (7). Кристаллы

граната из магматических пород кислого состава и скарнов представлены в форме тетрагонтриоктаэдра $n\{211\}$ (6). Часто на таких кристаллах (8) вершины, из которых выходят оси симметрии второго порядка, притуплены маленькими гранями ромбододекаэдра $d\{110\}$.

Кристаллы лейцита почти всегда встречаются в форме тетрагонтриоктаэдра $n\{211\}$ (6), поэтому данную форму раньше называли лейцитозедром. Такие же формы имеют кристаллы анальцима. Индивиды содалита по развитию форм приближаются к гранатам.

Магнетит, уранинит, перовскит, лопарит, пирохлор (рис. 49).

Магнетит. $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$. Относится к группе шпинелей, для которых октаэдрический облик кристаллов (1) — характерный диагностический признак. Формы, отличные от октаэдра, являются исключением. Изредка ребра октаэдра притупляют грани ромбододекаэдра $d\{110\}$ (2). Еще реже встречаются кристаллы (3), на которых преобладают грани $d\{110\}$. В этом случае они покрыты штриховкой, параллельной длинной диагонали ромба. Двойники сростания по $\{111\}$, где двойниковой осью служит L_3 , — отличительная особенность минералов группы шпинелей (4). Этот двойниковый закон известен под названием шпинелевого.

Уранинит. $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$; формы: куб $a\{100\}$, октаэдр $o\{111\}$ и ромбододекаэдр $d\{110\}$ — наблюдаются в виде комбинации, причем преобладают грани куба (5, 6).

Перовскит относится к ромбической сингонии — псевдокубический; его кристаллы имеют кубический облик; грани псевдокуба покрыты характерным узором (7), который трудно передать на рисунке.

Для лопарита — богатого ниобием и церием перовскита — также типичны кристаллы кубического облика, обусловленного исключительным развитием граней псевдокуба $\{100\}$ с плохо развитыми гранями псевдооктаэдра $\{111\}$. В монокристаллах лопарит наблюдается очень редко, преобладают двойники прорастания (8), аналогичные двойникам флюорита.

Пирохлор. $3L_4 4L_3 6L_2 9PC$. Кристаллы (1) этого редкометального минерала почти всегда имеют форму октаэдра $o\{111\}$, что свойственно и уральским индивидам.

МИНЕРАЛЫ СРЕДНЕЙ КАТЕГОРИИ ТЕТРАГОНАЛЬНОЙ, ТРИГОНАЛЬНОЙ И ГЕКСАГОНАЛЬНОЙ СИНГОНИИ

Геометрические константы кристаллов средней категории $a_0 = b_0 \neq c_0$ свидетельствуют о том, что в структуре кристаллов этой категории есть одно единичное направление, которое принимается за ось z . Оно перпендикулярно плоскости горизонтальных осей x и y . По единичному направлению химическая связь (как и другие свойства) исключительна: она или больше,

или меньше, чем по другим направлениям. Линейная скорость роста кристаллов пропорциональна химической связи, поэтому кристаллы либо разрастаются по единичному направлению (при наибольшем значении химической связи), приобретая призматический или игольчатый облик, либо имеют наибольшую скорость роста в плоскости, перпендикулярной к единичному направлению, принимая таблитчатый или листоватый облик.

В кристаллах средней категории преобладают ленточные или слоистые структуры. Для минералов слоистой структуры типичны индивиды плохой огранки. Это большей частью листочки или пластинки с характерным тетрагональным или гексагональным очертанием.

Спайность в кристаллах средней категории параллельна наиболее развитым граням: в призматических кристаллах она идет по призме, а в таблитчатых — по базопинакоиду (базису), поэтому спайные обломки имеют форму брусочков, игл или пластинок (листочков). Спайность по дипирамиде или ромбоэдру представляет собой исключение. Наиболее обычные формы: призмы, базопинакоид, дипирамиды и ромбоэдры.

Для минералов **тетрагональной сингонии** геометрическими константами являются $a_0 = b_0 \neq c_0$; $\alpha = \beta = \gamma$.

Рутил, анатаз, брукит (рис. 50). Диоксид титана TiO_2 в природе встречается в трех полиморфных модификациях. Одна из них — рутил — наиболее распространенная и прочная, две другие — анатаз и брукит — встречаются сравнительно редко. Рутил и анатаз кристаллизуются в тетрагональной сингонии $L_4 4L_2 5PC$; они различаются по структуре, что выражается отношением кристаллографических осей $1:c$ — для рутила $1:0,644$, а для анатаза $1:2,513$. Брукит кристаллизуется в ромбической сингонии $3L_2 3PC$; он характеризуется отношением кристаллографических осей: $a:b:c = 0,593:1:0,561$.

Рутил. Формы: призмы тетрагональные $m\{110\}$, $a\{100\}$ и дитетрагональная $h\{210\}$, дипирамиды тетрагональные $s\{111\}$ и $e\{101\}$. Облик кристаллов всегда призматический (1) или игольчатый. Часто встречаются коленчатые двойники (2) по $\{011\}$, иногда полисинтетические (4). В кристаллах, испытавших механические деформации, образуются полисинтетические двойники сдвига, которые приводят к причудливому искривлению кристаллов (5). Сагенитом называется срастание тонкоигольчатых индивидов по $\{011\}$, обуславливающее сложносетчатое строение двойникового агрегата. Двойники по $\{031\}$ — сердцевидные (3) — встречаются значительно реже.

Анатаз. Формы: базопинакоид $s\{001\}$, тетрагональная дипирамида $p\{111\}$; редко наблюдается тетрагональная призма $a\{100\}$. Облик кристаллов редко призматический, обусловленный разрастанием граней призмы $\{100\}$, значительно чаще дипирамидальный (6) и таблитчатый (7).

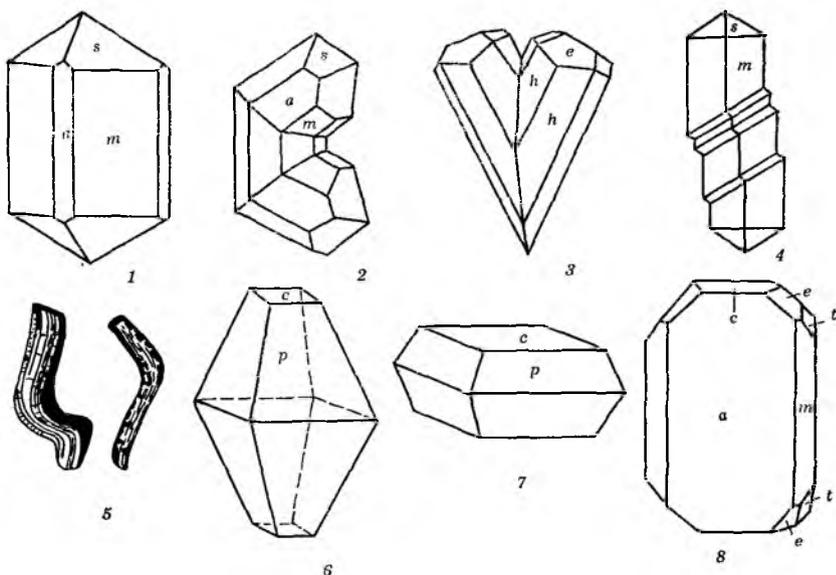


Рис. 50. Кристаллы рутила, анатаза и брукита

Брукит (рассматривается совместно с другими полиморфными модификациями TiO_2 , хотя кристаллизуется в ромбической сингонии). Формы: первый пинакоид $a\{100\}$, базопинакоид $s\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $t\{021\}$, дипирамида ромбическая $e\{122\}$. Облик кристаллов плоскопризматический (8). Дипирамидальный брукит называют арканзитом.

Касситерит, пиролюзит, браунит, гаусманит, апофиллит, халькопирит (рис. 51).

Касситерит. $L_4 4L_2 5PC$; формы: призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамиды тетрагональные $e\{101\}$ и $s\{111\}$. Облик кристаллов призматический (1) и дипирамидальный (2). Встречаются колеччатые двойники, аналогичные двойникам у индивидов рутила.

Пиролюзит. $L_4 4L_2 5PC$; формы: призмы тетрагональная $m\{110\}$ и дитетрагональная $h\{210\}$, дипирамиды тетрагональные $s\{111\}$ и $e\{101\}$. Облик кристаллов призматический (3).

Браунит. $L_4 4L_2 5PC$ (есть указания $L_4^1 2L_2 2P$?); формы: дипирамида тетрагональная $e\{101\}$ и призма тетрагональная $m\{110\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (4).

Гаусманит. $L_4 4L_2 5PC$; формы: дипирамиды тетрагональные — $s\{112\}$, $o\{111\}$ и $n\{221\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (5).

Апофиллит. $L_4 4L_2 5PC$; формы: базопинакоид $s\{001\}$, призма тетрагональная $a\{100\}$ и дипирамида тетрагональная

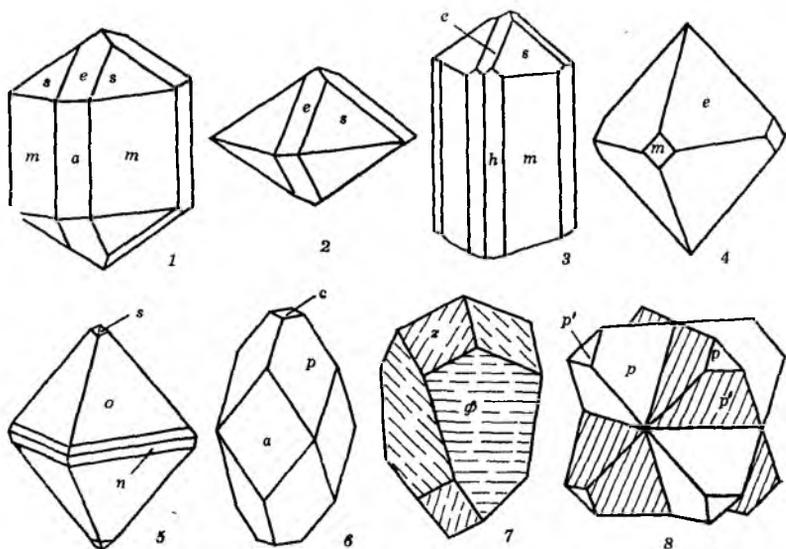


Рис. 51. Кристаллы касситерита, пиролюзита, браунита, гаусманита, апофиллита и халькопирита

$p\{111\}$. Облик кристаллов призматический, бипирамидальный (6), пластинчатый.

Халькопирит. $L_4^i 2L_2 2P$. Кристаллы встречаются очень редко; формы, тетраэдры тетрагональные — положительный $p\{112\}$, $\Phi\{10.8.11\}$ и отрицательный $p'\{1\bar{1}2\}$, дипирамида тетрагональная $z\{201\}$. Облик кристаллов тетраэдрический (7). Если он образован комбинацией $p\{112\}$ и $p''\{1\bar{1}2\}$, то грани отрицательного тетраэдра маленькие и блестящие, а положительного — большие и матовые, более окисленные. Отмечаются двойники срастания и прорастания (8) по $\{111\}$. Часто наблюдаются полисинтетические двойники, которые образуются в результате механических деформаций.

Циркон, ксенотим, скаполит, везувиян (рис. 52).

Циркон. $L_4 4L_2 5PC$; формы: призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамида тетрагональная $z\{111\}$. Облик кристаллов игольчатый (1) из гранитов, призматический (2, 3) из снитов и дипирамидальный (4) из мнаскитов.

Ксенотим. $L_4 4L_2 5PC$. По морфологии индивиды этого минерала очень сходны с цирконом. Формы: призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамида тетрагональная $z\{111\}$. Облик кристаллов призматический (5), иногда встречаются закономерные эпитактические срастания с цирконом (6).

Скаполит. — $L_4 4L_2 5PC$; формы: призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамиды тетрагональные $r\{111\}$ и $e\{101\}$. Облик кристаллов призматический (7).

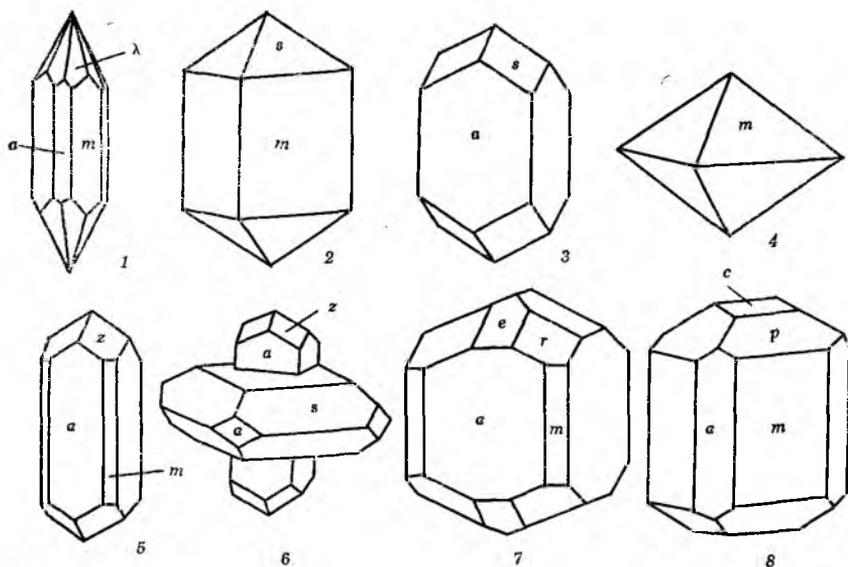


Рис. 52. Кристаллы циркона, ксенотима, скаполита и везувиана

Везувиан. $L_4 4L_2 5PC$; формы: базопинакоид $s\{001\}$, призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамиды тетрагональные $p\{111\}$ и $e\{101\}$. Облик кристаллов призматический, совершенно сходный с обликом кристаллов скаполита (7, 8); разновидность зеленоватого цвета, встречающаяся в бассейне р. Вилюя, называется вилуитом (8).

Урановые слюдки (рис. 53). Фосфаты и арсенаты уранила $(UO_2)^{2+}$, меди, щелочноземельных и других металлов имеют листовую структуру, аналогичную структуре слюд. Минералы группы торбернита — торбернит (1—3, 6—8), салеит (4) и отенит (5) — кристаллизуются в тетрагональной сингонии, вид симметрии $L_4 4L_2 5PC$; формы: базопинакоид $s\{100\}$, призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамиды тетрагональные $r\{101\}$, $e\{102\}$, $o\{103\}$, $p\{111\}$, $l\{112\}$ и $t\{114\}$. Облик кристаллов таблитчатый (1—6), реже призматический (8) или дипирамидальный (7). Спайность весьма совершенная по $\{001\}$.

Шеелит, штольцит, вульфенит, фергусонит, тапиолит, ильменорутил, каломель (рис. 54).

Шеелит. $L_4 PC$; формы: дипирамиды тетрагональные $o\{111\}$ и $e\{101\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (1, 2).

Штольцит. $L_4 PC$; формы: базопинакоид $s\{001\}$, призма тетрагональная $m\{110\}$, дипирамиды тетрагональные $n\{111\}$ и $v\{112\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (3).

Вульфенит. L_4 ; формы: моноэдры — положительный $s\{001\}$ и отрицательный $s'\{00\bar{1}\}$, призмы тетрагональные $m\{110\}$ и

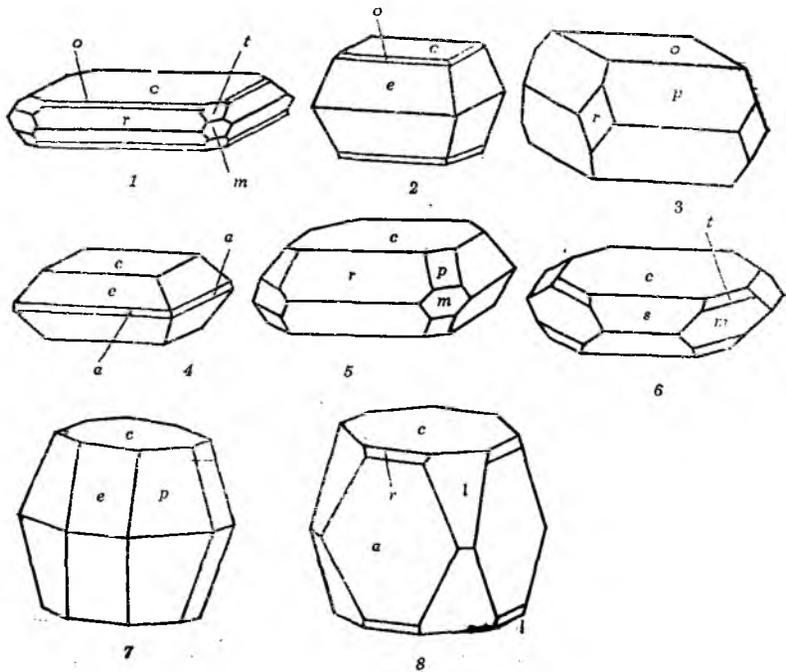


Рис. 53. Кристаллы торбернита, салерита и отенита

$f\{230\}$; пирамиды тетрагональные — положительная $o\{111\}$ и отрицательная $o'\{11\bar{1}\}$. Облик кристаллов пластинчатый, пирамидальный, дипирамидальный и призматический (4).

Фергусонит. L_4PC ; формы: базопинакоид $c\{001\}$, призма тетрагональная $g\{230\}$, дипирамиды тетрагональные $p\{111\}$ и $z\{231\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (5).

Тапиолит. L_44L_25PC ; формы: базопинакоид $c\{001\}$, призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамида тетрагональная $p\{113\}$. Облик кристаллов толстотаблитчатый (6).

Ильменорутил. L_44L_25PC ; формы: призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамида тетрагональная $s\{111\}$. Облик кристаллов призматический (7).

Каломель. L_44L_25PC ; формы: призмы тетрагональные $a\{100\}$ и $m\{110\}$, дипирамиды тетрагональные $r\{111\}$, $o\{221\}$ и $\alpha\{113\}$. Облик кристаллов призматический (8).

На рисунках 55—61 представлены минералы **тригональной** и **гексагональной сингоний** (гексагональной системы). В результате сходства геометрических констант этих сингоний ($a_0 = b_0 \neq c_0$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$) частные формы минеральных индивидов одинаковы; кристаллы устанавливаются в одной и той же гексагональной системе координатных осей. В горизон-

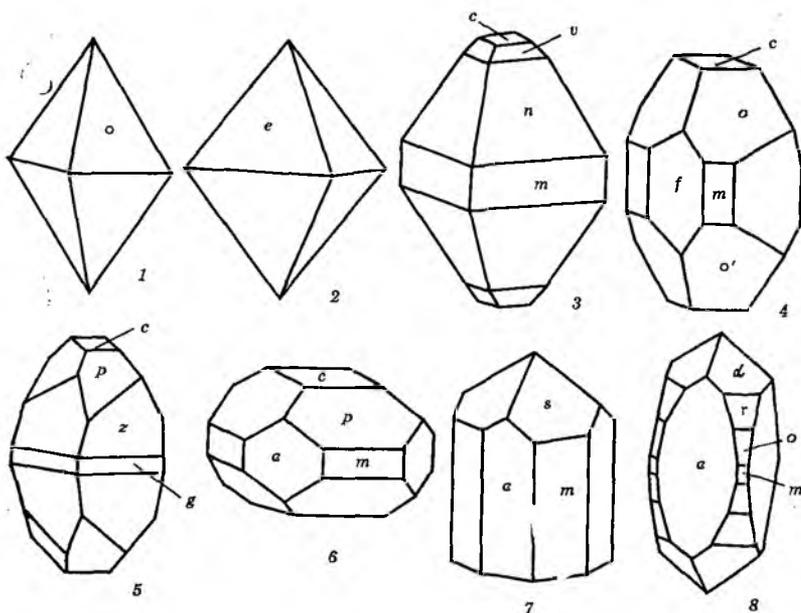


Рис. 54. Кристаллы шеелита, штольцита, вольфенита, фергусонита, тапиолита, ильменорутила и каломели

тальной плоскости выбираются три координатные оси под углом 60° , за четвертую вертикальную ось принимается L_3 или L_6 . Символ грани или формы в кристаллах гексагональной системы состоит из четырех знаков ($h k i l$), причем алгебраическая сумма индексов по горизонтальным осям равна нулю ($h+k+i=0$).

Селен, теллур, мышьяк, киноварь, прустит и пираргирит (рис. 55).

Селен и теллур. $L_3 3L_2$; формы: призма гексагональная $a\{10\bar{1}0\}$, ромбоэдри основные — положительный $R\{10\bar{1}1\}$ и отрицательный $r\{01\bar{1}1\}$. Облик кристаллов призматический и игольчатый (1, 2); кристаллы очень напоминают индивиды низкотемпературного кварца.

Мышьяк. $L_3 3L_2 3PC$; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, ромбоэдри — положительный тупой $e\{10\bar{1}2\}$ и отрицательные основной $p\{0111\}$ и острый $f\{04\bar{4}1\}$. Кристаллы редки, облик их ромбоэдрический (3).

Киноварь. $L_3 3L_2$; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, призма гексагональная $m\{10\bar{1}0\}$, ромбоэдри — положительный основной $n\{1011\}$, тупые $g\{10\bar{1}4\}$, $h\{10\bar{1}3\}$, $r\{10\bar{1}2\}$, $i\{4045\}$ и острый отрицательный $q\{02\bar{2}1\}$, тригональный трапецоэдр $x\{42\bar{6}3\}$.

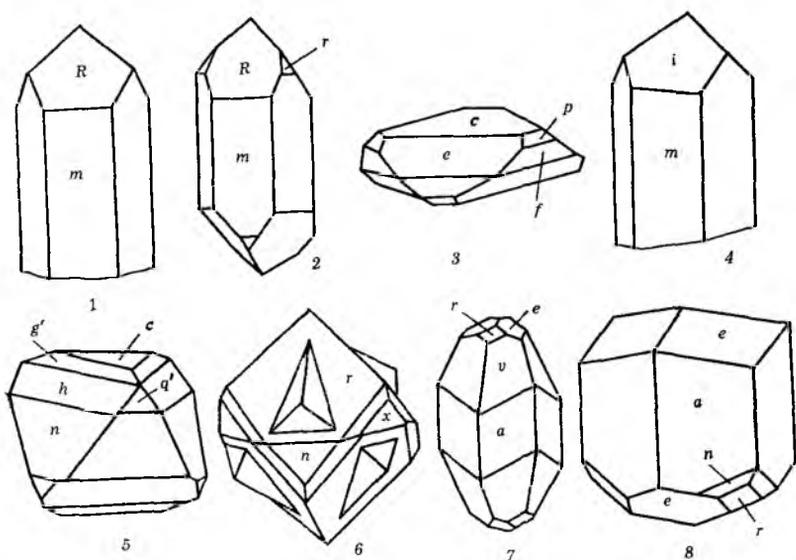


Рис. 55. Кристаллы селена, теллура, мышьяка, киновари, прустита и пираргирита

Облик кристаллов призматический (4), часто ромбоэдрический или таблитчатый (5). Наблюдаются двойники прорастания (6): двойниковая ось L_3 , двойниковая плоскость $\{0001\}$.

Прустит и пираргирит. $L_3 3P$; формы: гексагональная призма $a\{11\bar{2}0\}$, гексагональные пирамиды $r\{10\bar{1}1\}$ и $e\{01\bar{1}2\}$, дитригональные пирамиды $v\{21\bar{3}1\}$ и $n\{41\bar{5}3\}$ — как положительные, так и отрицательные. Кристаллы прустита часто напоминают индивиды кальцита (7) скаленоэдрического и призматического облика (8).

Гематит, ильменит, корунд (рис. 56).

Гематит. $L_3 3L_2 3PC$; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, ромбоэдры — положительные основной $r\{10\bar{1}1\}$, тупой $u\{10\bar{1}4\}$; очень редко могут быть острые ромбоэдры, например $\{4041\}$, так же редки отрицательные ромбоэдры, дитригональные скаленоэдры и призмы; более обычна гексагональная дипирамида $n\{2243\}$. Облик кристаллов изометрический (1), таблитчатый (2, 3) или листоватый (4 — железная слюдка). Механические двойники образуются по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$, вследствие чего наблюдается штриховка (4), особенно характерная на гранях базопинакоида $c\{0001\}$. По этой же причине можно обнаружить отдельность по $\{10\bar{1}1\}$.

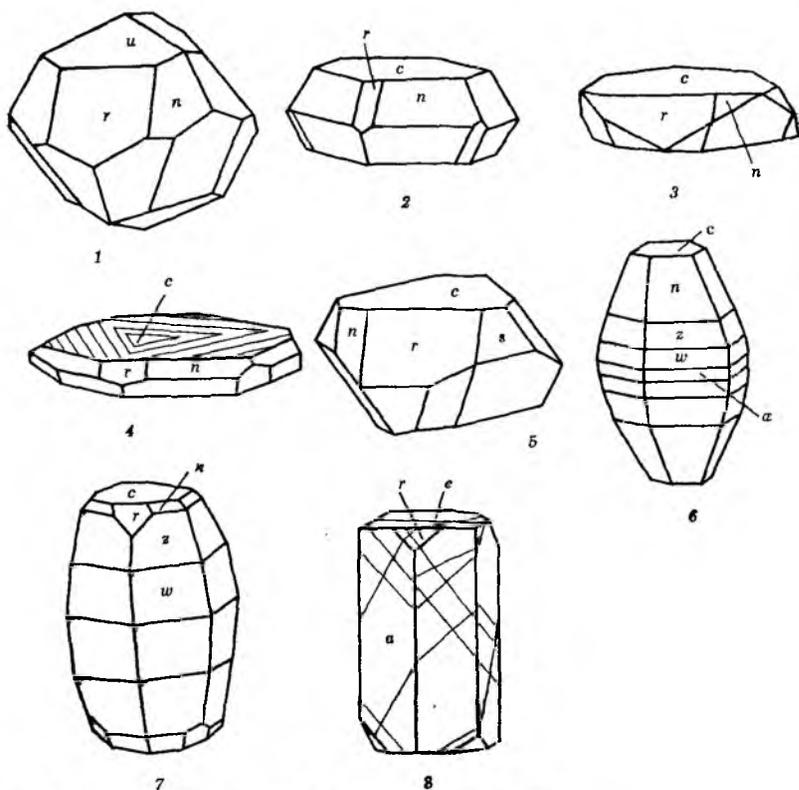


Рис. 56. Кристаллы гематита, ильменита и корунда

Ильменит. L_3C ; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, ромбоэдри $r\{10\bar{1}1\}$, $s\{02\bar{2}1\}$ и $n\{2243\}$. Облик кристаллов таблитчатый (5), весьма сходный с обликом кристаллов гематита, редко пластинчатый и листоватый.

Корунд. L_33L_23PC ; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, гексагональная призма $a\{11\bar{2}0\}$, гексагональные дипирамиды $w\{14.14.\bar{2}8.3\}$, $z\{22\bar{4}1\}$, $n\{22\bar{4}3\}$, основной положительный ромбоэдр $r\{10\bar{1}1\}$. Облик кристаллов бочонковидный (6) или призматический (7), редко таблитчатый. Часто наблюдается штриховка на гранях (8), обусловленная развитием механических двойников по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. По этой же причине появляется отдельность.

Кварц низко- и высокотемпературный (рис. 57).

Кварц низкотемпературный (β -кварц). L_33L_2 . В этом виде симметрии оси L_2 полярны. При установке кристаллов они принимаются за горизонтальные координатные оси, а L_3 — за ось z . Формы: гексагональная призма $m\{10\bar{1}0\}$; ромбоэдри — основ-

ные положительный $r\{10\bar{1}1\}$ (1) и отрицательный $z\{01\bar{1}1\}$ (2), многочисленные острые — как положительные, так и отрицательные (3), например $\{40\bar{4}1\}$ и $\{04\bar{4}1\}$; тригональные трапецеэдры — довольно однообразные, чаще всего правый $x'\{51\bar{6}1\}$ (5) и левый $x\{6\bar{1}51\}$ (4); тригональные дипирамиды — левая $s\{2\bar{1}\bar{1}1\}$ (6) и правая $s'\{11\bar{2}1\}$ (7). Всего установлено более 500 форм кристаллов кварца, что уступает только числу форм кристаллов кальцита.

Кварц высокотемпературный (α -кварц). $L_6 6L_2$; формы: гексагональная призма, гексагональная дипирамида и гексагональные трапецеэдры — левые и правые. В комбинациях при неполном и неравномерном развитии граней α - и β -кварц отличить невозможно.

Облик кристаллов высокотемпературного кварца (существуют при $T > 573^\circ\text{C}$; при комнатной температуре — псевдоморфозы низкотемпературного кварца по высокотемпературному) довольно однообразен; выделяются два типа кристаллов: изометрические (дипирамидальные) и призматические. Кристаллы изометрического облика (8) встречаются в виде порфировых выделений в вулканогенных породах. В этом случае r и z являются гранями гексагональной дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$. Если кристаллы такого облика представляют собой первичную низкотемпературную модификацию кварца, то $r\{10\bar{1}1\}$ и $z\{01\bar{1}1\}$ — равномерно развитые грани основных (положительного и отрицательного) ромбоэдров.

Кристаллы низкотемпературного кварца чаще всего имеют призматический облик, который обусловлен наибольшим развитием граней гексагональной призмы $m\{10\bar{1}0\}$, очень часто покрытых «поперечной» штриховкой (9). При наличии энантиморфных форм легко устанавливаются левый (10) и правый (11) кристаллы кварца. На левых кристаллах наблюдаются грани левого тригонального трапецеэдра $x\{6\bar{1}51\}$ и левой тригональной дипирамиды $s\{2\bar{1}\bar{1}1\}$, а на правых — грани правого тригонального трапецеэдра $x'\{51\bar{6}1\}$ и правой тригональной дипирамиды $s'\{11\bar{2}1\}$. Для определения правого и левого кварца необходимо в первую очередь отличить грани положительного ромбоэдра от граней отрицательного. Для этого следует пользоваться правилом: грани $r\{10\bar{1}1\}$ лучше развиты по сравнению с $z\{01\bar{1}1\}$, по крайней мере суммарная площадь граней $\{10\bar{1}1\}$ почти всегда больше площади граней $\{01\bar{1}1\}$. Кроме того, на гранях s часто наблюдается штриховка, которая идет параллельно ребру $c\{10\bar{1}1\}$.

Грань $r\{10\bar{1}1\}$ поворачивают к себе, положение граней s и x слева или справа от указанной формы укажет на левый или правый кристалл кварца.

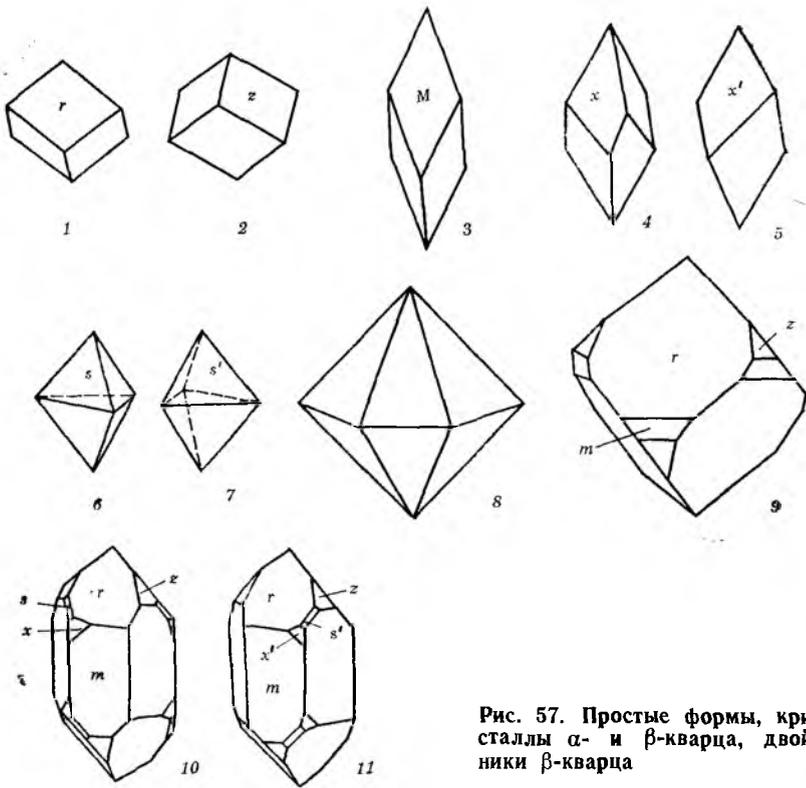
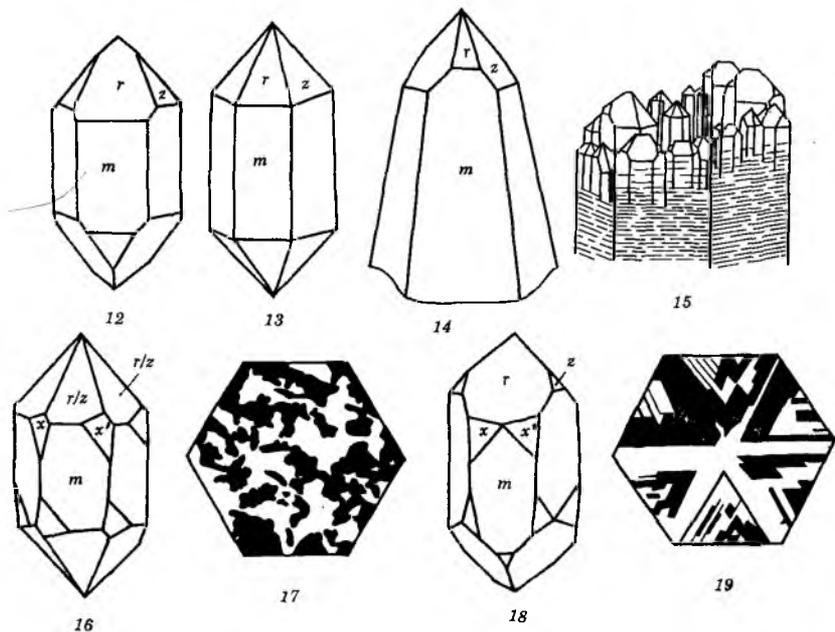


Рис. 57. Простые формы, кристаллы α - и β -кварца, двойники β -кварца

При отсутствии энантиоморфных форм на кристаллах (12) отличие индивидов правого кварца от левого осложняется. При равномерном развитии граней $r\{10\bar{1}1\}$ и $z\{01\bar{1}1\}$ кристаллы приобретают псевдогексагональную симметрию (13); комбинация граней положительного и отрицательного ромбоэдров кажется пирамидой или дипирамидой. Это впечатление особенно усиливается тем, что преобладают одноконечные кристаллы кварца с головкой, вторым же концом кристалл прирастал к породе.

Призматические кристаллы иногда приобретают форму обелиска (14) вследствие развития граней острых ромбоэдров, например $r\{40\bar{4}1\}$ и $r'\{04\bar{4}1\}$. При регенерации слома призматического кристалла возникает многоглавое завершение (15) гексагональной призмы $m\{10\bar{1}0\}$.

Исключительно многочисленны в индивидах кварца двойники с параллельными осями: по дофинейскому (16) и бразильскому (18) законам. В дофинейских двойниках срастаются два левых или два правых индивида. Плоскость срастания представляет собой сложную поверхность: вокруг двойниковой оси



L_3 один индивид повернут относительно другого на 60° , при этом грани $r\{10\bar{1}1\}$ и $z\{0\bar{1}11\}$ геометрически совмещаются, но из-за различия физических свойств отчетливо видны двойниковые швы. В двойниках по этому закону нет двойниковой плоскости, так как при отражении в плоскости симметрии левого индивида получается изображение правого. Таким образом, дофинеийские двойники могут быть или левыми, или правыми. Они образуются в кристаллах большей частью в результате механических деформаций. При травлении в HF кристаллов кварца, сдвойникованных по дофинеийскому закону, обнаруживается очень сложное расположение индивидов (17).

В двойниках по бразильскому закону (18) срastaются левый и правый индивиды кварца; плоскостью срastания служат грани основного ромбоэдра; двойниковой плоскостью является $\{1120\}$; двойниковой оси нет, так как поворотом невозможно левый индивид совместить с правым. При травлении в HF является картина (19), отличающаяся от свойственной дофинеийским двойникам. На поверхности излома кристаллов видны «залеченные» трещины и двойниковые швы — криволинейные в двойниках по дофинеийскому закону и прямолинейные в бразильских двойниках. Кроме того, на изломах заметны дефекты роста кристаллов, известные под названием «свилы». Спайность в кристаллах кварца очень слабо проявляется по $\{10\bar{1}1\}$ и $\{10\bar{1}0\}$.

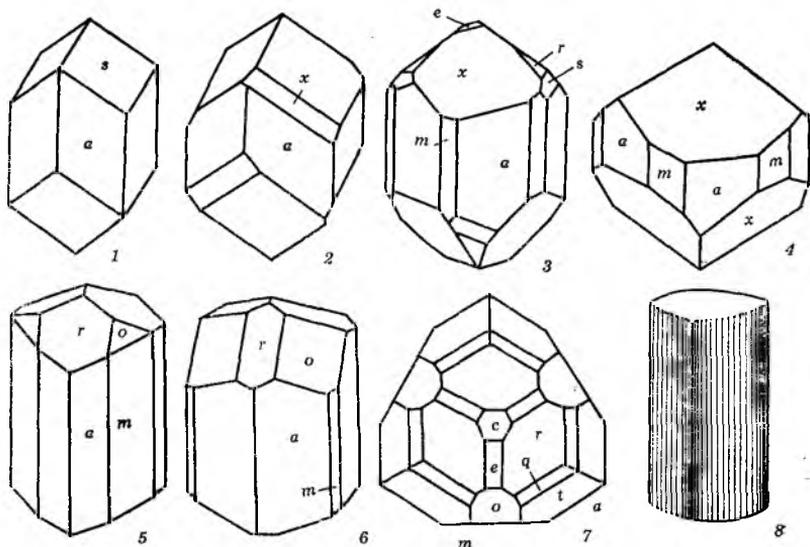


Рис. 58. Кристаллы диоптаза, фенакита и минералов группы турмалина

Кристаллы кварца уродливой и двухконечной формы возникают в результате регенерации сколов и отломов от крупных индивидов.

Диоптаз, фенакит, группа турмалина — шерл, эльбаит, бюргерит, дравит, увит (рис. 58).

Диоптаз. L_3C ; формы: гексагональная призма $a\{1\bar{1}20\}$ и ромбоэдры, из которых по развитию граней преобладает $s\{02\bar{2}1\}$; другие, например $x\{13\bar{4}1\}$, выражены плохо. Облик кристаллов призматический (1, 2).

Фенакит. L_3C ; формы: гексагональные призмы $m\{10\bar{1}0\}$ и $a\{1\bar{1}20\}$, ромбоэдры $r\{10\bar{1}1\}$, $e\{01\bar{1}2\}$, $x\{12\bar{3}2\}$, $s\{2\bar{1}31\}$ и др. Облик кристаллов определяется соотношением размеров между гранями гексагональных призм и ромбоэдров; призматический облик обусловлен большим развитием призм (3), а ромбоэдрический — преобладанием граней основного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$ или близкого по индексам к нему, например $x\{12\bar{3}2\}$ (4). При развитии граней тупых ромбоэдров кристалл фенакита приобретает чечевицеобразную форму.

Турмалин. L_33P ; формы: призмы — гексагональная $a\{1\bar{1}20\}$, тригональная $m\{10\bar{1}0\}$ и многочисленные дитригональные, например $\{41\bar{5}0\}$; пирамиды — гексагональная $\{12\bar{3}2\}$ (очень редка), дитригональные $t\{2\bar{1}31\}$ и $q\{31\bar{4}2\}$, тригональные $r\{10\bar{1}1\}$, $o\{02\bar{2}1\}$ и $e\{01\bar{1}2\}$; моноэдр $c\{0001\}$. Положительные

формы имеют соответствующие отрицательные аналоги. Облик кристаллов призматический (5, 6), часто игольчатый. Вследствие комбинаций дитригональных призм грани зоны $\{0001\}$ покрыты вертикальной штриховкой (8), а в сечении, перпендикулярном к оси зоны, наблюдается сферический треугольник. Кристаллы с таким сечением чаще всего встречаются в пегматитах. В индивидах турмалина, которые находятся в виде порфиробластов в метаморфических породах, сечение, перпендикулярное $\{0001\}$, нередко имеет форму «гексагона», что обусловлено развитием граней гексагональной призмы $a\{1\bar{1}20\}$ (6). В этом случае вертикальная штриховка отсутствует. Наиболее богаты гранями головки кристаллов (7).

Карбонаты (рис. 59). Карбонаты тригонального ряда — кальцит, магнезит, сидерит, родохрозит и смитсонит — кристаллизуются в $L_3 3L_2 3PC$, а двойные соли из этой же группы — доломит и анкерит — в L_3C . Однако сходство частных форм в этих видах симметрии настолько велико, что без специальных исследований различить две группы карбонатов невозможно. Смитсонит и родохрозит в кристаллах встречаются редко; несколько чаще отмечаются кристаллы сидерита. Практически из группы тригональных карбонатов в индивидуализированных кристаллах наблюдаются кальцит, магнезит и анкерит. Число форм на кристаллах этих минералов достигает нескольких сотен, еще разнообразнее их комбинации. Наиболее распространенные и важные формы: базопинакоид $s\{0001\}$; гексагональные призмы — первого $m\{10\bar{1}0\}$ и второго $a\{1\bar{1}20\}$ родов; ромбоэдры — положительные основной $r\{10\bar{1}1\}$, острые $M\{40\bar{4}1\}$ и $i\{16.0.\bar{1}6.1\}$, отрицательные тупой $e\{01\bar{1}2\}$ и острый $f\{02\bar{2}1\}$; дитригональные скаленоэдры $v\{21\bar{3}1\}$, $y\{3\bar{2}5\bar{1}\}$ и $Y\{53\bar{8}2\}$.

Облик кристаллов ромбоэдрический (1) за счет развития основного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$. Такую же форму имеют спайные выколки, которые всегда можно получить из зерен минералов этой группы. Вследствие развития острых ромбоэдров кристаллы приобретают игольчатый облик (2, 8). Таблитчатый облик возникает при появлении граней тупых ромбоэдров без граней призмы или при очень слабом их развитии (3, 4).

Призматический облик кристаллов кальцита совершенно обычен из-за преобладания граней призмы $m\{10\bar{1}0\}$, а головку завершают грани тупых ромбоэдров $e\{01\bar{1}2\}$ (6) или базопинакоида $s\{0001\}$ (5). Призматический облик часто возникает при комбинации граней призмы и очень острых ромбоэдров, например, грани острого положительного ромбоэдра $i\{16.0.\bar{1}6.1\}$, почти сливающейся с гранями гексагональной призмы $m\{10\bar{1}0\}$ (7). Скаленоэдрический облик индивидов кальцита (9) определяют грани дитригонального скаленоэдра $v\{21\bar{3}1\}$, вершину которого притупляют грани основного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$.

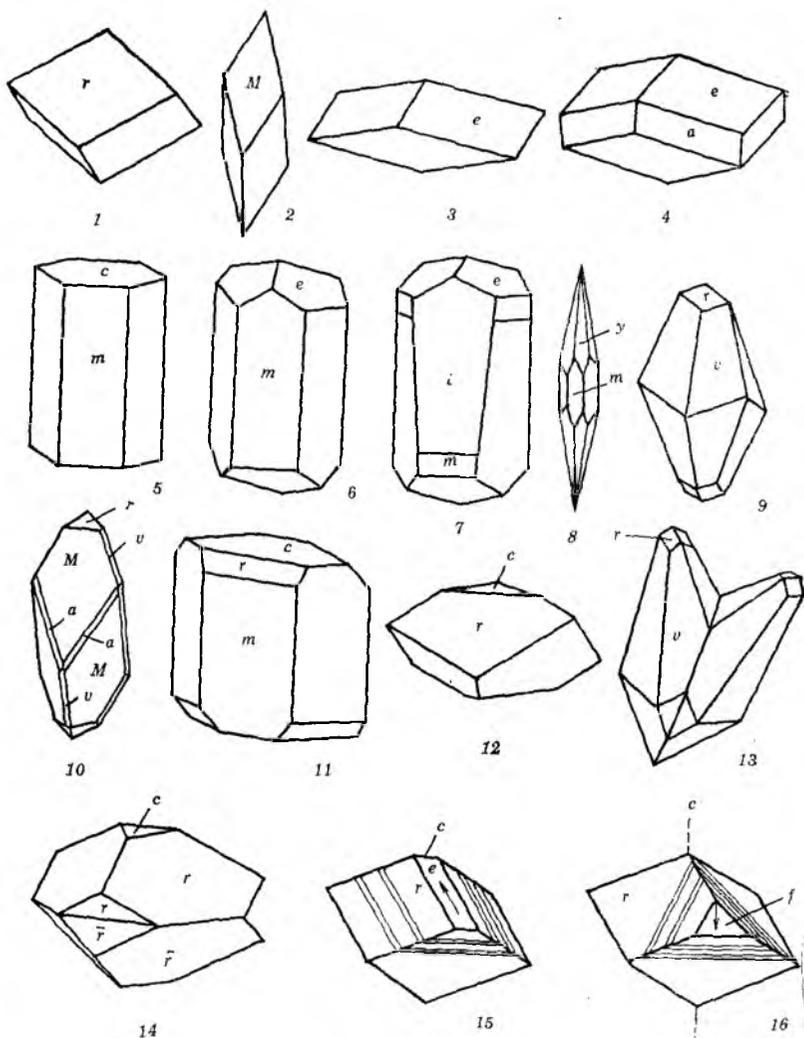


Рис. 59. Кристаллы и двойники карбонатов тригонального ряда

Кристаллы доломита не только реже отмечаются, но и обладают более бедной огранкой, которая почти всегда представлена формой основного ромбоэдра, иногда в комбинации с базопинакоидом $c\{0001\}$ (12). Редко встречаются кристаллы (10), облик которых определяет положительный острый ромбоэдр $M\{40\bar{4}1\}$, подчиненную роль играют грани основного $r\{10\bar{1}1\}$ и острого отрицательного $v\{21\bar{3}1\}$ ромбоэдров, а также гексагональной призмы $a\{11\bar{2}0\}$.

Следует обратить внимание на то, что в том виде симметрии, к которому принадлежит доломит (L_3C), форма с символом $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$ представляет собой острый ромбоэдр, а в кальците — это дитригональный скаленоэдр.

По облику кристаллы сидерита несколько приближаются к кальциту; как особый тип кристаллов карбонатов здесь изображен индивид сидерита (11), который огранен формами: $m\{10\bar{1}0\}$ — гексагональная призма, $c\{0001\}$ — базопинакоид и $r\{10\bar{1}1\}$ — основной ромбоэдр.

Двойники в кристаллах карбонатов чрезвычайно разнообразны и очень многочисленны. В качестве примера приведены двойники по $\{02\bar{2}1\}$ (13) и по кальцитовому закону по $\{0001\}$ (14), где двойниковой осью служит L_3 .

Особое значение в минералах группы карбонатов имеют двойники механического происхождения (результат пластических деформаций). Такие двойники легко возникают в кристаллах кальцита (15). Это рассматривается как сдвиг по граням тупого отрицательного ромбоэдра $e\{0\bar{1}\bar{1}2\}$ в направлении ребра $[10\bar{1}1]$. В кристаллах доломита механические двойники образуются труднее, в них плоскостью сдвига являются грани острого отрицательного ромбоэдра $f\{02\bar{2}1\}$; направление сдвига — $[01\bar{1}1]$. Такая особенность механических двойников обуславливает штриховку на спайных плоскостях доломитов всегда в направлении большой диагонали ромба (16). В кальците же штриховка идет по большой диагонали и параллельно ребрам спайности пластинки (15). Это важно для его диагностики.

Имеются весьма приблизительные сведения о том, что в жилах альпийского типа при сравнительно высоких температурах формируются таблитчатые кристаллы кальцита. После выщелачивания таких кристаллов в кварце остаются щели — надпилы, в которых стенки почти параллельны между собой. В более низкотемпературных образованиях встречаются кристаллы в форме основного ромбоэдра, которые по мере снижения температуры минералогенеза сменяются призматическими. В условиях коры выветривания возникают кристаллы кальцита преимущественно игольчатого облика в форме острых ромбоэдров и дитригональных скаленоэдров.

Вюртцит, гринокит, пирротин, молибденит, ковеллин (рис. 60).

Вюртцит и гринокит. $L_6 6P$; формы: моноэдры — положительный $c\{0001\}$ и отрицательный $c'\{000\bar{1}\}$, гексагональная призма $m\{10\bar{1}0\}$, гексагональные пирамиды — положительные и отрицательные $l\{50\bar{5}2\}$, $o\{51\bar{5}6\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $x\{10\bar{1}2\}$, $p\{10\bar{1}3\}$, $s\{11\bar{2}2\}$. Облик пирамидальный (1—3); для гринокита характерны двойники по $\{10\bar{1}4\}$ (4).

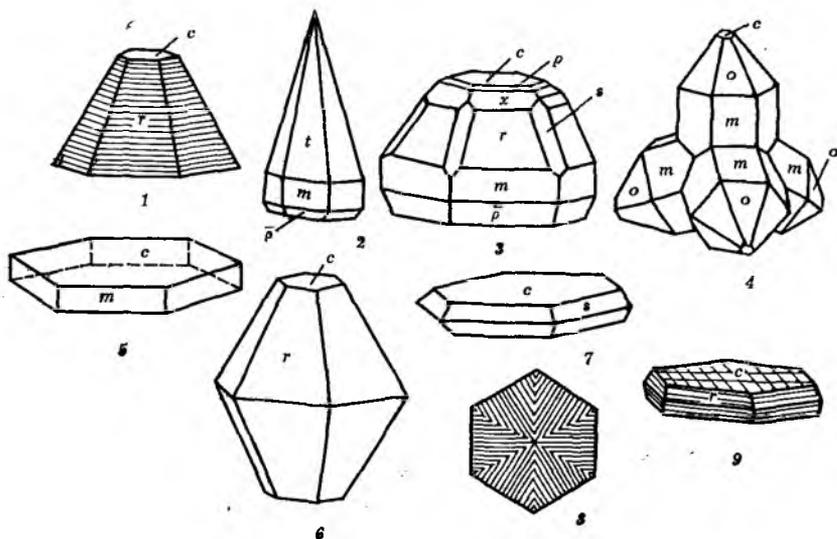


Рис. 60. Кристаллы вуртцита, гринокита, пирротина, молибденита и ковеллина

Пирротин. $L_6 6L_2 7PC$; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, гексагональная призма $m\{10\bar{1}0\}$ и гексагональная дипирамида $r\{10\bar{1}1\}$. Облик кристаллов таблитчатый (5) или дипирамидальный (6). При дефиците железа (на 3—5 % меньше, по сравнению с формулой) решетка пирротина становится моноклинной. В ограничении индивидов это определить невозможно.

Молибденит. $L_6 6L_2 7PC$; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, гексагональная призма $m\{10\bar{1}0\}$ и гексагональная дипирамида $s\{10\bar{1}5\}$. Облик кристаллов всегда таблитчатый (7), спайность весьма совершенная по $\{0001\}$. Спайные листочки имеют шестигольную форму, они гибкие, неупругие, при изгибе приобретают штриховку (8).

Ковеллин. $L_6 6L_2 7PC$; формы: базопинакоид $c\{0001\}$ и гексагональные дипирамиды, в том числе $r\{10\bar{1}1\}$. Облик кристаллов таблитчатый (9), спайность весьма совершенная по $\{0001\}$.

Лед — снег, осмистый иридий (рис. 61).

Лед — снег. Сингония точно не установлена, возможно, гексагональная — $L_6 6P$; формы: моноэдры положительный $c\{0001\}$ и отрицательный $c'\{000\bar{1}\}$, гексагональная призма $a\{1120\}$, гексагональная пирамида $p\{1121\}$. Индивидуализированные призматического облика кристаллы образуются при очень низких температурах (1). При более высоких температурах возникают индивиды таблитчатые (2). Скелетные кристаллы чашеобразной формы (3) наблюдаются во влажных пещерах. При температурах, близких к 0°C , в атмосфере кристаллизуются ске-

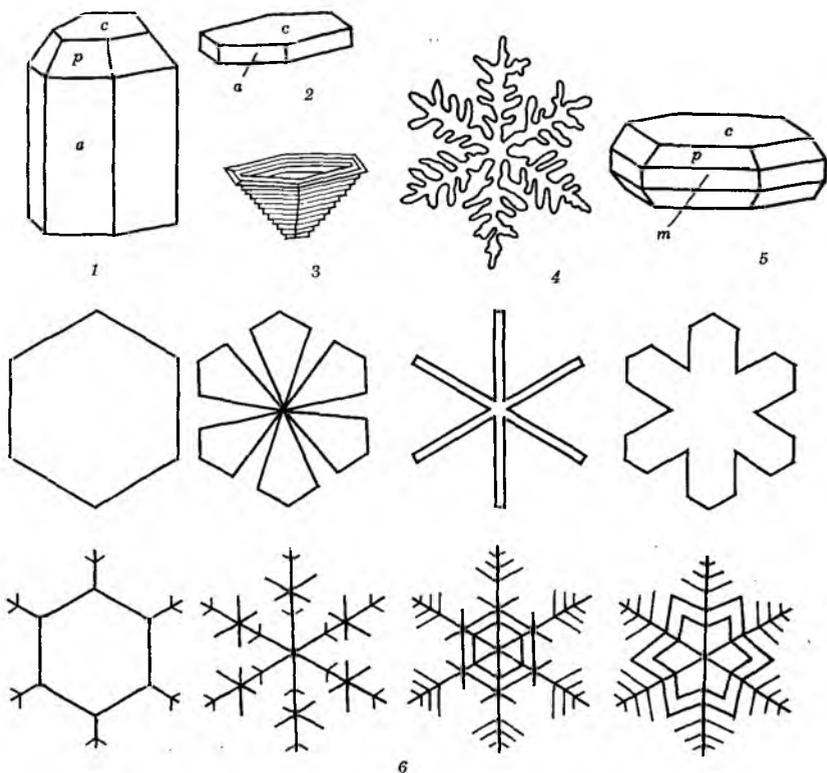


Рис. 61. Кристаллы льда и осмистого иридия

летные кристаллы — снег (4). Основные геометрические типы снежинок (скелетные кристаллы) весьма разнообразны (6).

Осмистый иридий (невьянскит и сысертскит). $L_6 6L_2 7PC$; формы: базопинакоид $c\{0001\}$, гексагональная призма $m\{10\bar{1}0\}$, гексагональная дипирамида $p\{10\bar{1}1\}$. Типичны кристаллы таблитчатого облика (5) величиной около 1 мм.

Берилл, апатит, пироморфит, миметезит и ванадинит (рис. 62). Индивиды всех этих минералов имеют одинаковое ограничение и облик, хотя кристаллизуются в различных видах симметрии. Главные габитусные формы: гексагональная призма $a\{10\bar{1}0\}$ (на кристаллах группы апатита обозначается m) и базопинакоид $c\{0001\}$; в подчиненном развитии находятся гексагональные дипирамиды $s\{11\bar{2}1\}$, $p\{10\bar{1}1\}$ (на кристаллах группы апатита эта форма обозначается x); редко наблюдаются гексагональные дипирамиды с более сложными символами, например $u\{3\bar{1}21\}$ и $\delta\{5.5.\bar{1}0.7\}$. Спайность у этих минералов несовершенная по $\{0001\}$ и еще хуже по $\{10\bar{1}0\}$.

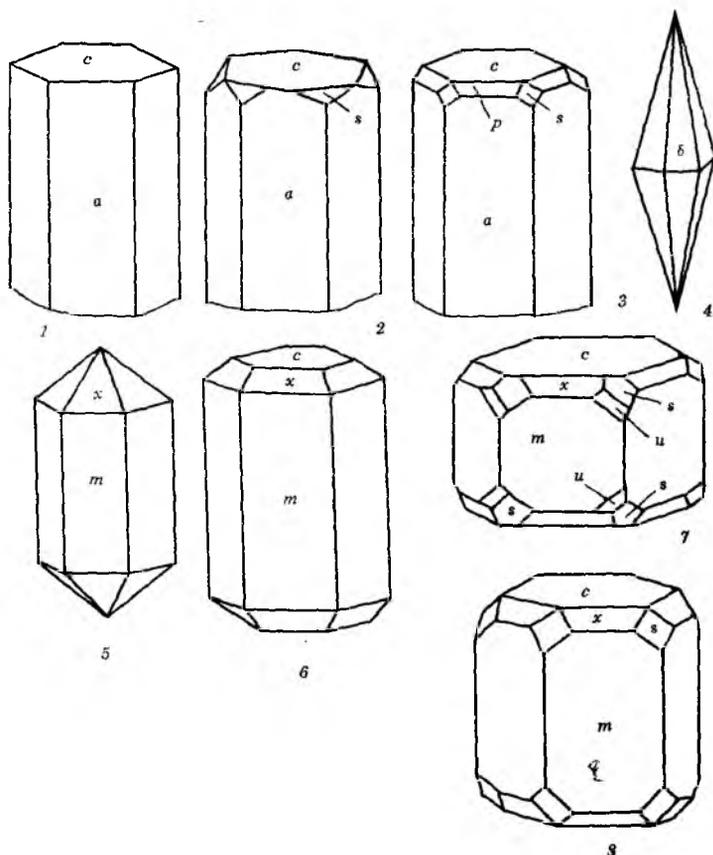


Рис. 62. Кристаллы берилла, апатита, пироморфита, миметазита и ванадинита

Берилл. $L_6 6L_2 7PC$; независимо от окраски кристаллов (аквамарин или изумруд), в них резко преобладают гексагональная призма $a\{10\bar{1}0\}$ и базопинакоид $c\{0001\}$ (1—3); грани дипирамиды $p\{10\bar{1}1\}$ и $s\{1\bar{1}20\}$ развиваются как акцессорные, они появляются на растущих индивидах при падении концентрации вещества в растворах. Кристаллы берилла дипирамидального облика (4) на Урале образуются при растворении призматических кристаллов. Редко встречаются кристаллы берилла таблитчатого облика, на которых кроме базопинакоида и гексагональной призмы развиты грани дипирамид. Такой облик индивидов этого минерала дал повод выделить их как особую разновидность берилла под названием ростерит (формируется при относительно низких температурах в камерных пегматитах).

Апатит. L_6PC ; его индивиды сходны с кристаллами берилла не только по облику, но и по цвету, поэтому самый надежный признак их различия — твердость (у берилла 7—7,5; у апатита 5). Длиннопризматические кристаллы этого минерала встречаются в массивно-кристаллических породах (5) и скарнах (6, 8); короткопризматические или таблитчатого облика (7) — чаще всего в кварцевых жилах.

Пироморфит, миметезит и ванадинит. L_6PC ; их кристаллы отличаются от призматических индивидов апатита меньшим совершенством граней, они часто бочонковидные и обладают блочным строением. На рис. 62, б показан типичный кристалл пироморфита из Березовского месторождения на Урале.

МИНЕРАЛЫ НИЗШЕЙ КАТЕГОРИИ РОМБИЧЕСКОЙ, МОНОКЛИННОЙ И ТРИКЛИННОЙ СИНГОНИИ

Эти минералы имеют минимум три единичных направления, которые принимаются за координатные оси, поэтому отношение осей $a_0 \neq b_0 \neq c_0$. Подавляющая часть минералов данной категории обладает сложным составом (силикаты) и сложной структурой (слоистая, каркасная и ленточная). Поэтому изометрический облик представляет собой исключение, для минералов характерен несколько искаженный облик, по сравнению с обликом кристаллов средней категории. По кристаллографическим константам минералы низшей категории определяются большей частью однозначно.

Минералы **ромбической сингонии** имеют три единичных взаимно перпендикулярных направления, которые принимаются за координатные оси. Геометрические константы минералов: $a_0 \neq b_0 \neq c_0$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

Сера, халькозин, антимонит, саффорит, энаргит, бурнонит (рис. 63).

Сера. $3L_2 3PC$; формы: базопинакоид $c\{001\}$, призма ромбическая $n\{011\}$, дипирамиды ромбические $p\{111\}$ и $s\{113\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (1), реже — таблитчатый (2).

Халькозин. $3L_2 3PC$; формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$ и базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $g\{011\}$, $d\{021\}$, $e\{023\}$ и $l\{130\}$, дипирамиды ромбические $z\{113\}$, $v\{112\}$. Облик призматический (3) — кристаллы вытянуты по $[100]$ — и таблитчатый (4) — кристаллы имеют гексагональное ограничение.

Антимонит. $3L_2 3PC$; формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призма ромбическая $m\{110\}$, дипирамида ромбическая $s\{113\}$. Облик призматический (5), кристаллы сильно вытянуты по $[001]$; часто встречаются игольчатые или волокнистые индивиды, образующие радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по $\{010\}$. Вследствие скольжения кристаллы часто искривлены, а на плоскостях спайности наблюдается попереч-

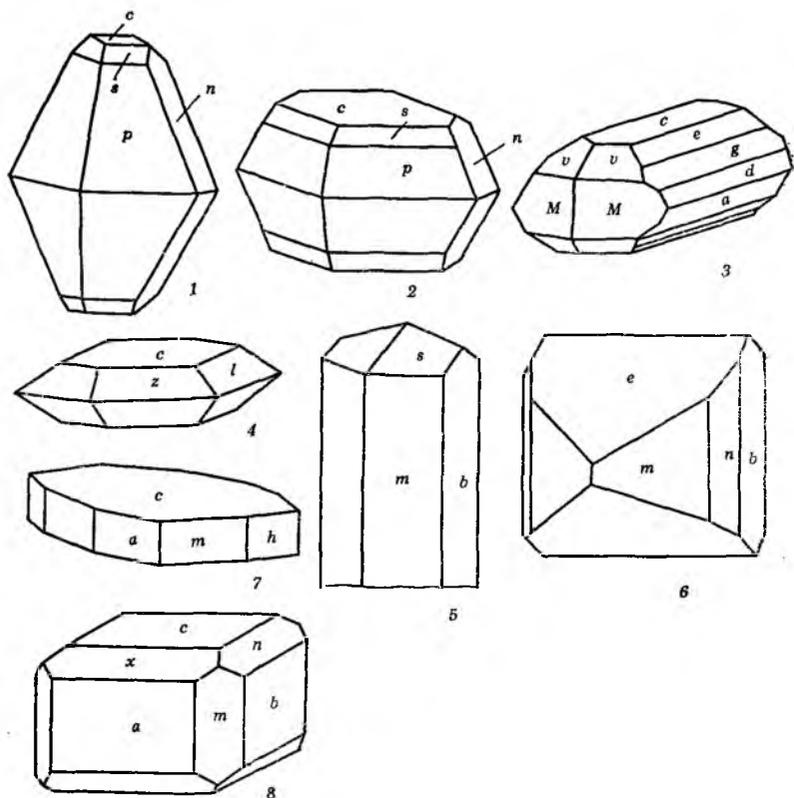


Рис. 63. Кристаллы серы, халькозина, антимонита, сафлорита, энаргита и бурнонита

ная штриховка; чаще всего плоскостью скольжения T служит $\{010\}$, направление t скольжения $[001]$.

Сафлорит. $3L_2 3PC$; формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $n\{120\}$ и $e\{101\}$. Облик кристаллов короткопризматический (6).

Энаргит. $L_2 2P$; формы: первый пинакоид $a\{100\}$; моноэдри — положительный $c\{001\}$ и отрицательный $c'\{00\bar{1}\}$; призмы ромбические $m\{110\}$ и $n\{120\}$. Облик — таблитчатый (7).

Бурнонит. $3L_2 3PC$ (есть указание на $L_2 2P?$); формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$; призмы ромбические $m\{110\}$, $n\{011\}$ и $x\{102\}$. Облик кристаллов псевдокубический (8).

Марказит, лёллингит, глаукодот, креннерит, хризоберилл, манганит (рис. 64).

Марказит — полиморфная модификация FeS_2 ромбической сингонии (пирит — кубической сингонии). $3L_2 3PC$; формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $v\{130\}$ и

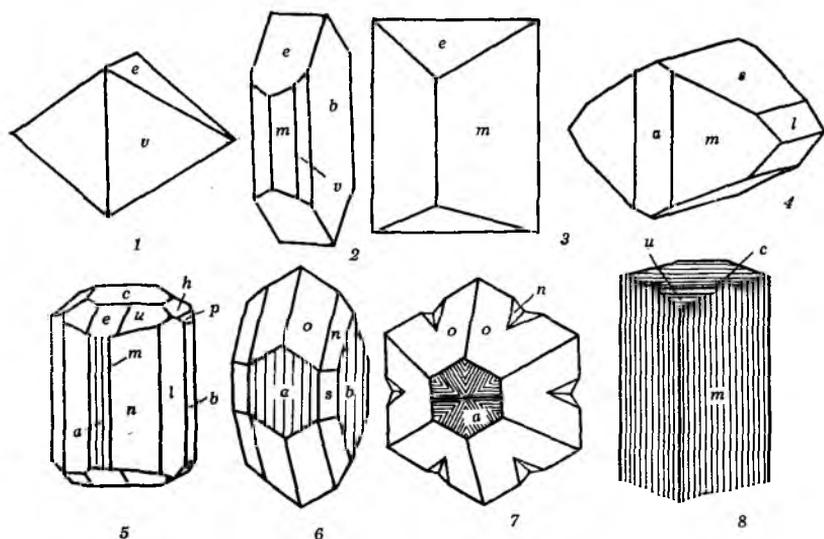


Рис. 64. Кристаллы марказита, лёллингита, глаукодота, креннерита, хризоберилла и марганита

$e\{101\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (1), обусловленный комбинацией ромбических призм $e\{101\}$ и $v\{130\}$, грани которых развиты одинаково. Подобные кристаллы очень похожи на октаэдр — форму, характерную для кристаллов пирита. Другой тип кристаллов — плоскопризматический (2); агрегаты их гребенчатые.

Лёллингит. $3L_2 3PC$; формы: призмы ромбические $m\{110\}$ и $e\{101\}$. Облик — призматический (3).

Глаукодот. $3L_2 3PC$; формы: первый пинакоид $a\{100\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $s\{012\}$ и $l\{011\}$. Облик кристаллов дипирамидальный (4).

Креннерит. $3L_2 3PC$ (есть указание на $L_2 2P?$); формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$; призмы ромбические $m\{110\}$, $n\{120\}$, $l\{130\}$, $e\{101\}$, $h\{021\}$ и $p\{041\}$; дипирамида ромбическая $u\{111\}$. Облик — призматический (5).

Хризоберилл. $3L_2 3PC$; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$ и второй $b\{010\}$, призма ромбическая $s\{120\}$, дипирамиды ромбические $o\{111\}$ и $n\{121\}$. Облик монокристаллов толстопризматический (6), грани (100) всегда покрыты комбинационной штриховкой параллельно $[001]$. Двойники: плоскость сростания и двойниковая плоскость (031) , двойниковая ось перпендикулярна к ней. По этому закону часто сростаются шесть индивидов (7), сросток обладает гексагональной симметрией, при этом на гранях (100) имеется перистая штриховка.

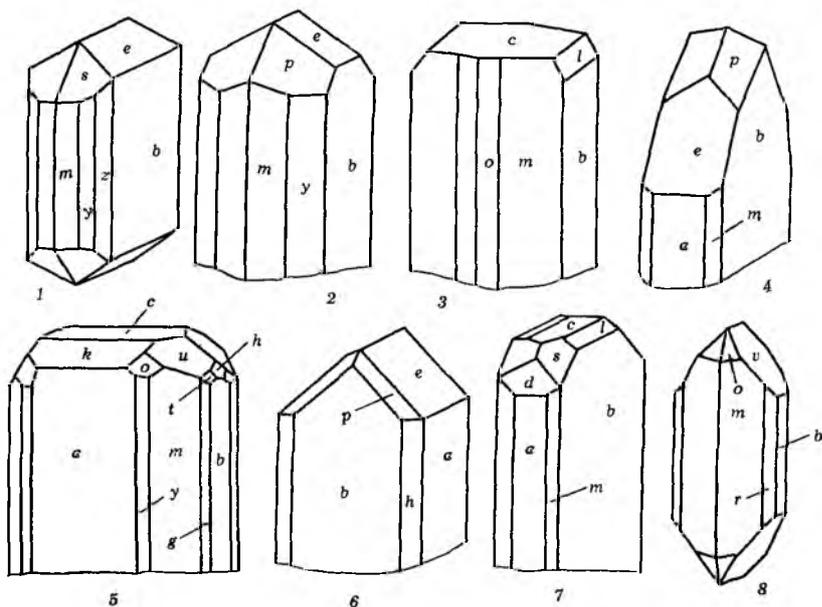


Рис. 65. Кристаллы диаспора, гëтита, иттротанталита, эвксенита, колумбита, самарскита, поликраза и эшинита

Манганит. По рентгенометрическим исследованиям он относится к моноклинной сингонии, а по кристаллографическим данным — к ромбической. Это пример гиперморфии — проявления более высокой морфологической симметрии по сравнению с рентгеновской. Формы: базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $u\{101\}$. Облик кристаллов призматический (8).

Диаспор, гëтит, иттротанталит, эвксенит, колумбит, самарскит, поликраз, эшинит (рис. 65). Все эти минералы кристаллизуются в $3L_2 3PC$.

Диаспор. Формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $y\{120\}$, $z\{160\}$ и $e\{021\}$, дипирамида ромбическая $s\{111\}$. Облик кристаллов плоскопризматический (1).

Гëтит. Формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $y\{120\}$, $e\{021\}$, дипирамида ромбическая $p\{121\}$. Облик — призматический (2) или игольчатый. Кристаллы встречаются редко, агрегаты обычно волокнистого или землистого строения.

Иттротанталит. Формы: второй пинакоид $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, ромбические призмы $m\{110\}$ и $o\{210\}$. Облик — призматический (3).

Эвксенит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$ и второй $b\{010\}$, ромбические призмы $m\{110\}$ и $e\{201\}$, дипирамида ромбическая $p\{111\}$. Облик — призматический (4).

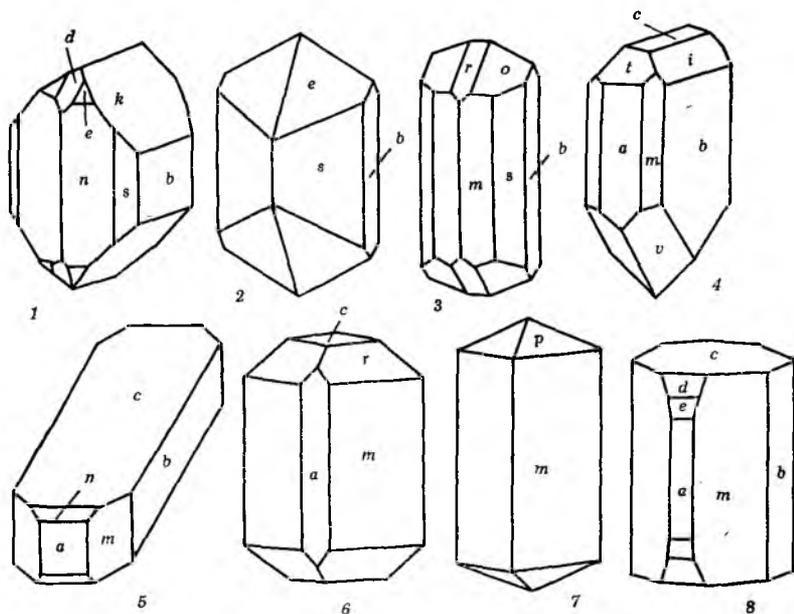


Рис. 66. Кристаллы минералов группы оливина, ильваита, каламина, пренита, кордиерита, натролита, томсонита

Колумбит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $y\{210\}$, $m\{110\}$, $g\{130\}$, $h\{021\}$ и $k\{101\}$, дипирамиды ромбические $o\{111\}$, $u\{133\}$ и $t\{463\}$. Облик — призматический (5).

Самарскит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$ и второй $b\{010\}$, призмы ромбические $h\{120\}$ и $e\{101\}$, дипирамида ромбическая $p\{111\}$. Облик призматический (6; кристалл повернут на 90° относительно оси z).

Поликраз. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $d\{201\}$ и $e\{011\}$, дипирамида ромбическая $s\{111\}$. Облик — призматический (7).

Эшинит. Формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $r\{120\}$ и $v\{021\}$, дипирамида ромбическая $o\{111\}$. Облик — призматический (8).

Группа оливина (фаялит, форстерит, тефроит, либенбергит), ильваит, каламин, пренит, кордиерит, натролит, томсонит (рис. 66).

Оливин. $3L_23PC$; формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $n\{110\}$, $s\{120\}$, $d\{101\}$ и $k\{021\}$, дипирамида ромбическая $e\{111\}$. Кристаллы встречаются редко и обладают плоскопризматическим обликом (1, 2).

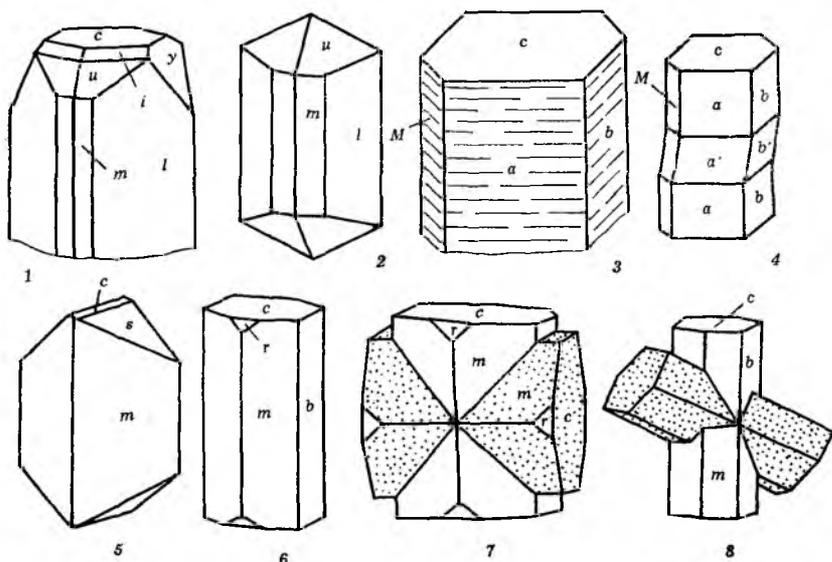


Рис. 67. Кристаллы топаза, андалузита, кианита и ставролита

Ильваит. $3L_2 3PC$; формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $s\{120\}$, $m\{110\}$ и $r\{101\}$, дипирамида ромбическая $o\{111\}$. Почти всегда образует кристаллы призматического облика (3).

Каламин. $L_2 2P$; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$ и второй $b\{010\}$, моноэдр $c\{001\}$, диэдры $i\{031\}$ и $t\{301\}$, призма ромбическая $m\{110\}$, отрицательная ромбическая пирамида $v\{12\bar{1}\}$. Облик — плоскопризматический или пирамидальный (4).

Пренит. $3L_2 3PC$; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$ и базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $n\{304\}$. Облик — призматический (5), кристалл вытянут по $[100]$.

Кордиерит. $3L_2 3PC$; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призма ромбическая $m\{110\}$, дипирамида ромбическая $r\{111\}$. Облик — призматический (6).

Натролит. $3L_2 3PC$ (есть указания на $L_2 2P?$); формы: призма ромбическая $m\{110\}$ и дипирамида ромбическая $p\{111\}$. Облик — призматический (7).

Томсонит. $3L_2 3PC$; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$ и базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $d\{401\}$ и $e\{801\}$. Облик — призматический (8).

Топаз, андалузит, кианит, ставролит (рис. 67).

Топаз. $3L_2 3PC$; формы: базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $l\{120\}$ и $y\{041\}$, дипирамиды ромбические $i\{223\}$ и $u\{111\}$. Облик — призматический (1, 2). Спайность совершенная по $\{001\}$.

Андалузит и кианит — полиморфные модификации силиката алюминия островной структуры $Al_2O[SiO_4]$. Андалузит кристаллизуется в $3L_2 3PC$, кианит относится к триклинной сингонии. Минералом такого же эмпирического состава является силлиманит. Он представляет собой третью модификацию этого соединения — ромбической сингонии; вид симметрии $3L_2 3PC$, структура цепочечная, структурная формула $AlO[AlSiO_4]$. Силлиманит почти всегда встречается в виде тонковолокнистых кристаллов. Кристаллы кианита (3, 4) и андалузита (5) имеют призматический облик.

Формы андалузита: базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $s\{011\}$. Сечение кристаллов, перпендикулярное к $[001]$, почти квадратное (5). Спайность по $\{110\}$.

Формы кианита: пинакоиды — $a\{100\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$ и $M\{110\}$ (3); часто наблюдаются двойники по $\{001\}$ (4), возникающие механически, вследствие чего кристаллы искривлены.

Ставролит. $3L_2 3PC$; формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $r\{101\}$. Облик монокристаллов призматический (6), в крестообразных двойниках сильно искажен. Двойник по $\{032\}$ приводит к прорастанию индивидов под прямым углом (7) — прямой крест. Двойник по $\{232\}$ образует косой крест (8). В одной из россыпей Южного Урала среди индивидов ставролита оказалось 50 % монокристаллов, 37 % двойников по $\{232\}$, 3 % двойников по $\{032\}$ и 10 % остальных более сложных двойниковых сростаний.

Ангидрит, барит, целестин, англезит, арагонит, струвит (рис. 68).

Ангидрит, барит, целестин и англезит кристаллизуются в $3L_2 3PC$, имеют ряд сходных физических и морфологических признаков, поэтому иногда объединяются в одну группу.

Формы ангидрита: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $r\{101\}$ и $s\{011\}$. Облик кристаллов призматический (1), кристаллы вытянуты по $[010]$. Спайность совершенная по $\{100\}$, $\{010\}$ и $\{001\}$, поэтому спайные обломки обладают псевдокубическим ограничением, что послужило основанием называть этот минерал кубическим шпатом.

Барит, целестин и англезит характеризуются весьма сходной морфологией индивидов. Формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $d\{102\}$ и $o\{011\}$. Спайность совершенная по $\{001\}$ и $\{110\}$, вследствие чего легко выбиваются спайные обломки, представляющие собой комбинацию ромбической призмы с пинакоидом.

Облик кристаллов барита таблитчатый (2) или призматический (3), кристаллы вытянуты большей частью по $[010]$ или $[001]$. Индивиды целестина призматического облика (4) вытянуты по $[100]$. Кристаллы англезита иногда приобретают бипирамидальный или псевдооктаэдрический облик из-за равного

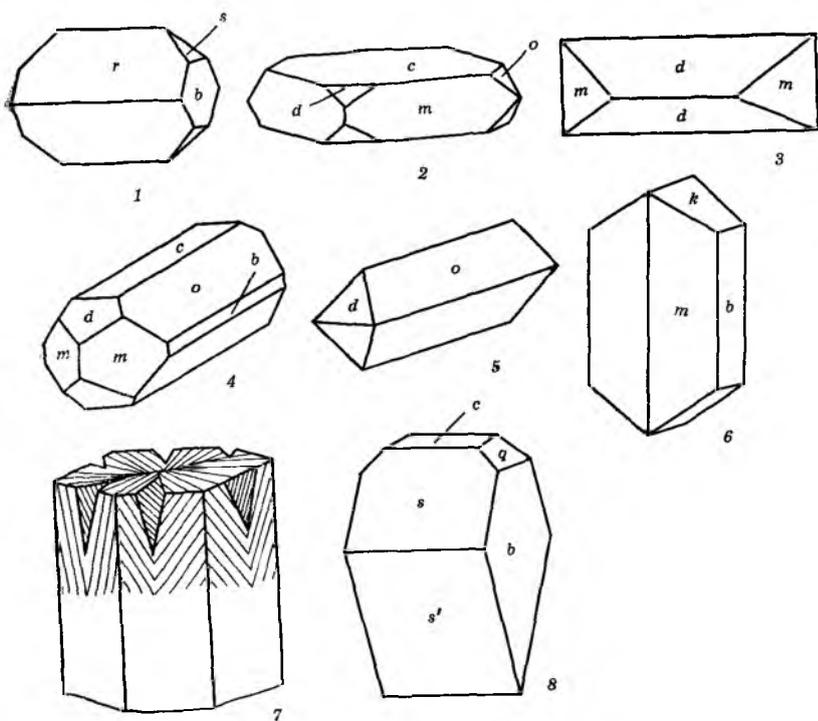


Рис. 68. Кристаллы ангидрита, барита, целестина, англезита, арагонита и струвита

развития граней $d\{102\}$ и $o\{011\}$; более обычны кристаллы призматического облика (5).

Арагонит. $3L_2 3PC$; формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $k\{011\}$. Облик кристаллов плоскопризматический (6) за счет двойникового срастания по $\{110\}$; призматические кристаллы приобретают псевдогексагональное очертание (7).

Струвит. $L_2 2P$; формы: моноэдр $c\{001\}$, второй пинакоид $b\{010\}$, диэдры $s\{101\}$, $s'\{10\bar{1}\}$, $q\{011\}$. Облик — клиновидный (8).

Геометрическими константами минералов **моноклинной сингонии** являются: $a_0 \neq b_0 \neq c_0$; $\alpha = \gamma = 90^\circ$; $\beta > 90^\circ$. Единичных направлений много: все, лежащие в плоскости симметрии, и одно, перпендикулярное к ней.

Реальгар, арсенопирит, криолит, малахит, азурит (рис. 69).

Реальгар. $L_2 PC$; формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $l\{110\}$, $m\{120\}$ и $r\{011\}$. Облик кристаллов призматический (1). Спайность совершенная по $\{010\}$ и несовершенная по $\{001\}$.

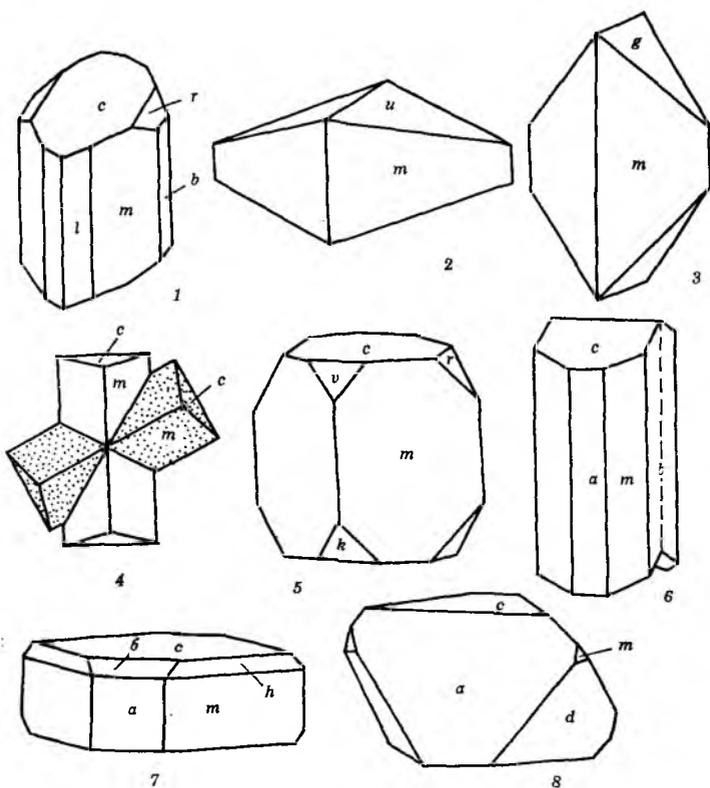


Рис. 69. Кристаллы реалгара, арсенопирита, криолита, малахита и азурита

Арсенопирит. По ограничению этот минерал принадлежит к ромбической сингонии, но по рентгенометрическим данным некоторые арсенопириты моноклинные, поэтому в современных справочниках для арсенопирита отмечается моноклинная сингония. Это яркий пример гиперморфии. Формы: базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $g\{011\}$ и $u\{014\}$. Облик — бипирамидальный (2) и призматический (3). Наблюдаются крестообразные двойники по $\{101\}$ (4). Часто грани призм бывают покрыты штриховкой.

Криолит. L_2PC ; формы: пинакоиды $v\{101\}$, $k\{10\bar{1}\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $r\{011\}$. Облик — псевдокубический (5).

Малахит. L_2PC . Обычны агрегаты игольчатых или волокнистых кристаллов; индивидуализированные кристаллы встречаются редко, имеют призматический облик, представляя собой двойники по $\{100\}$ (6); формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$ и базопинакоид $c\{001\}$, призма ромбическая $m\{110\}$.

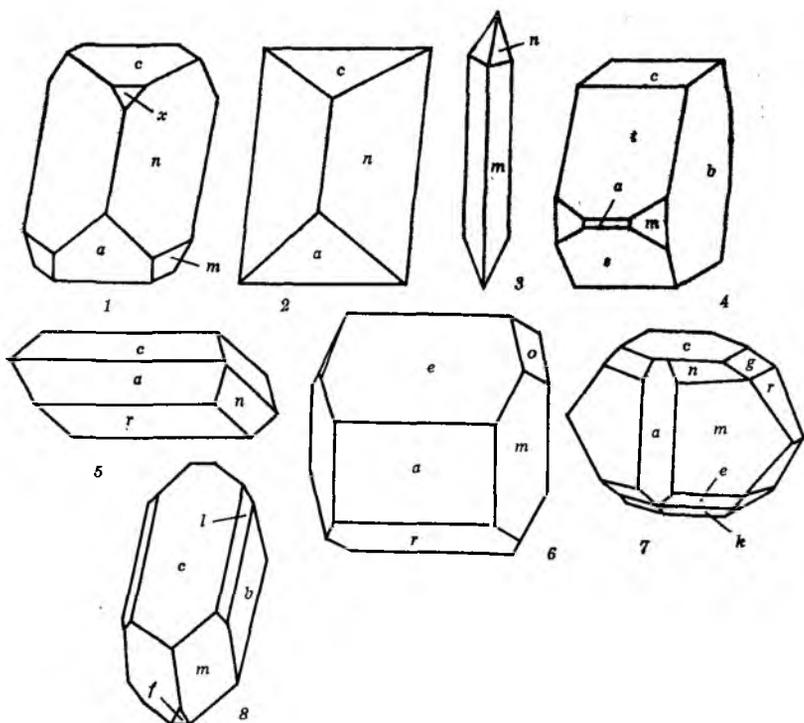


Рис. 70. Кристаллы титанита (сфена), гейландита, эпидота, датолита и стильбита

Азурит. L_2PC ; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$ и $\sigma\{102\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $h\{221\}$ и $d\{12\bar{3}\}$. Облик кристаллов таблитчатый (7) или ромбоэдрический, напоминающий комбинацию ромбоэдра с базопинакоидом (8).

Сфен, гейландит, эпидот, датолит, стильбит (рис. 70). Все эти минералы кристаллизуются в L_2PC .

Титанит (сфен). Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$ и $x\{102\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $n\{111\}$. Облик — плоскопризматический (1, 2), кристаллы очень характерного очертания в виде «конверта» типичны для гранитов; в щелочных породах облик кристаллов призматический (3), обусловленный сильным развитием ромбической призмы $m\{110\}$.

Гейландит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, $t\{201\}$ и $s\{20\bar{1}\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призма ромбическая $m\{110\}$. Облик — призматический (4).

Эпидот. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, $e\{101\}$ и $r\{10\bar{1}\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$,

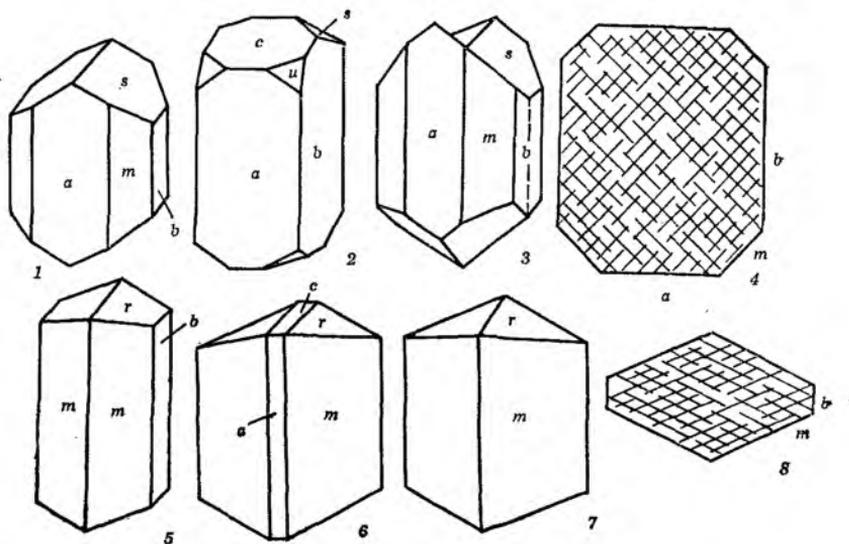


Рис. 71. Кристаллы минералов групп пироксенов и амфиболов

$o\{011\}$ и $n\{111\}$. Облик — призматический (5, 6), кристаллы удлинены по $[010]$. Двойники по $\{100\}$. Спайность совершенная по $\{001\}$, несовершенная по $\{100\}$.

Датолит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $r\{011\}$, $g\{012\}$, $n\{111\}$, $e\{11\bar{2}\}$ и $k\{11\bar{5}\}$. Облик — короткопризматический (7).

Стильбит (десмин). Формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$, $f\{10\bar{1}\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $l\{011\}$. Облик — призматический (8), кристаллы вытянуты по $[100]$.

Пироксены, амфиболы (рис. 71).

Пироксены — многочисленная группа породообразующих минералов. Кристаллизуется в ромбической и моноклинных сингониях; ромбические и моноклинные пироксены кристаллографически отличаются незначительно. На рис. 71 приведены кристаллы моноклинной сингонии L_2PC . Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$ и второй $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $u\{111\}$ и $s\{\bar{1}11\}$. Облик кристаллов призматический (1), иногда псевдотетрагональный (2). Двойники (3) образованы по авгитовому закону: плоскость срастания и двойниковая плоскость (100) ; двойниковая ось перпендикулярна к (100) или (001) . Кристаллы эгирина плоскопризматические, удлинены по $[001]$ и сдавлены по $[100]$, почти всегда представляют собой двойники по авгитовому закону. Спайность у авгита совершенная по $\{110\}$, угол спайности (4) около 90° (отклоняется от пря-

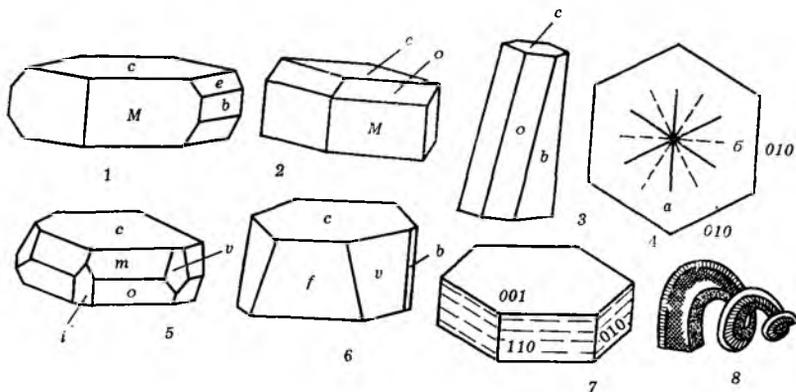


Рис. 72. Кристаллы минералов группы слюд и ортохлоритов

мого всего на $1-3^\circ$). Часто наблюдается отдельность по $\{001\}$ или $\{100\}$ — диаллаг.

Амфиболы — группа породообразующих железомagneзиальных силикатов, аналогичная по составу пироксенам, но с большим содержанием кальция и обязательно с летучим компонентом. Кристаллизуются в моноклинной L_2PC (см. рис. 71) и ромбической сингониях; кристаллы псевдогексагональной симметрии. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $t\{110\}$ и $r\{011\}$. Облик кристаллов призматический (5—7); часто встречается кристаллы иголецкие или в виде волокон. Спайность совершенная по $\{110\}$, угол спайности (8) около 120° (отличается от этого значения на $2-4^\circ$).

Слюды, хлориты (рис. 72). Это листовые силикаты моноклинной сингонии, обладающие псевдогексагональной симметрией. Представляют очень многочисленный класс минералов группы каолина, талька, хлоритоида, хлорита, слюд, антигорита и т. д. В ясных кристаллах встречаются только слюды и ортохлориты.

Слюды. Формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $M\{221\}$, $o\{112\}$ и $e\{023\}$. Облик кристаллов почти всегда пластинчатый (1) или толстотаблитчатый (2), редко призматический (3). Для схематического обозначения формы кристаллов слюд, как, впрочем, и других листовых силикатов, пользуются схемой (7). Спайность у слюд весьма совершенная по $\{001\}$, спайные пластинки имеют шестигонную форму, они гибкие и упругие. Менее совершенная спайность обнаруживается в фигурах удара и давления. В фигурах удара (4, а) трещины идут параллельно $\{110\}$ и $\{010\}$. В фигурах давления (4, б) трещины располагаются перпендикулярно к $\{110\}$ и $\{010\}$.

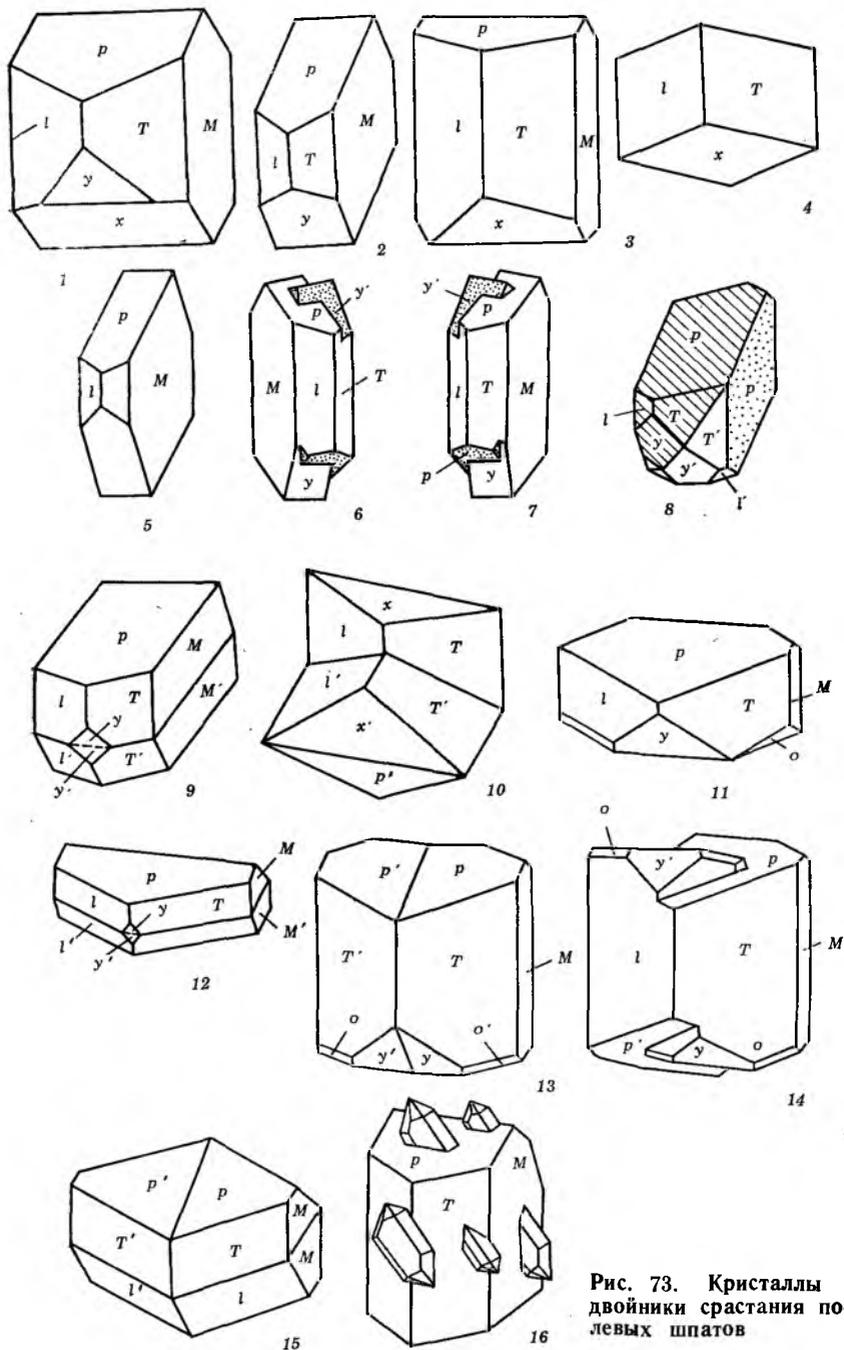


Рис. 73. Кристаллы и двойники сростания полевых шпатов

Хлориты. Формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$, $i\{10\bar{1}\}$, $f\{40\bar{1}\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $v\{132\}$, $m\{112\}$, $o\{1\bar{1}\bar{1}\}$. Облик кристаллов такой же, как у слюд, — тонко- или толстотаблитчатый (5, 6), очень редко призматический или дипирамидальный. Спайность весьма совершенная по $\{001\}$, спайные листочки гибкие и неупругие. Кристаллы иногда, особенно во включениях в горном хрустале (где они сохранились до наших дней), причудливо изогнуты, напоминают червячки (8) и называются «гельминтами».

Полевые шпаты (рис. 73). Многочисленные минеральные виды этой группы различаются по составу, сингонии и оптическим свойствам. Кристаллизуются полевые шпаты в моноклинной и триклинной сингониях, но формы одинаковы для тех и других и отличаются на очень малые углы (от $30'$ до 3°). Наиболее обычные формы: базопинакоид $p\{001\}$, второй пинакоид $M\{010\}$, пинакоиды $x\{101\}$, $y\{201\}$, ромбическая призма в кристаллах моноклинной сингонии $T\{11\bar{0}\}$ и $e\{110\}$, в кристаллах триклинной сингонии это пинакоиды (1). Из других форм следует отметить $n\{021\}$ и $o\{1\bar{1}\bar{1}\}$. Облик кристаллов определяется условиями нахождения и двойникованием.

Кристаллы призматического облика, часто почти изометричные, встречаются в занорышах пегматитовых жил (2). В гидротермальных жилах альпийского типа кристаллы калиевого полевого шпата имеют призматический облик без граней пинакоида $y\{201\}$ и с умеренно развитым базопинакоидом $p\{001\}$ (3). Из такого же типа месторождений кристаллы ортоклаза ромбоэдрического облика называются адуляром. В этих кристаллах грани пинакоидов $p\{001\}$, $x\{101\}$ и $y\{201\}$ отсутствуют (4). Плоскопризматические кристаллы калиевого полевого шпата (5) наблюдаются в виде порфиристых выделений в эффузивных породах, являясь наиболее высокотемпературной модификацией этого химического соединения, которая известна под названием санидина.

Призматические монокристаллы калиевого полевого шпата (2), вытянутые по оси x , отмечаются в гранитоидах в виде порфиробластов. Вместе с порфиробластами-монокристаллами встречаются и порфиробласты-двойники, образованные по карлсбадскому закону: плоскость сростания (010), двойниковая ось $[001]$. Такие двойниковые индивиды — энантиоморфные: левый (6) и правый (7).

Двойники по бавенскому закону: плоскость сростания и двойниковая плоскость (021); двойниковая ось перпендикулярна к этой плоскости (8).

В двойниках по манебахскому закону (9, 10) плоскость сростания и двойниковая плоскость — (001); двойниковая ось перпендикулярна к этой плоскости. Такие двойники отмечаются,

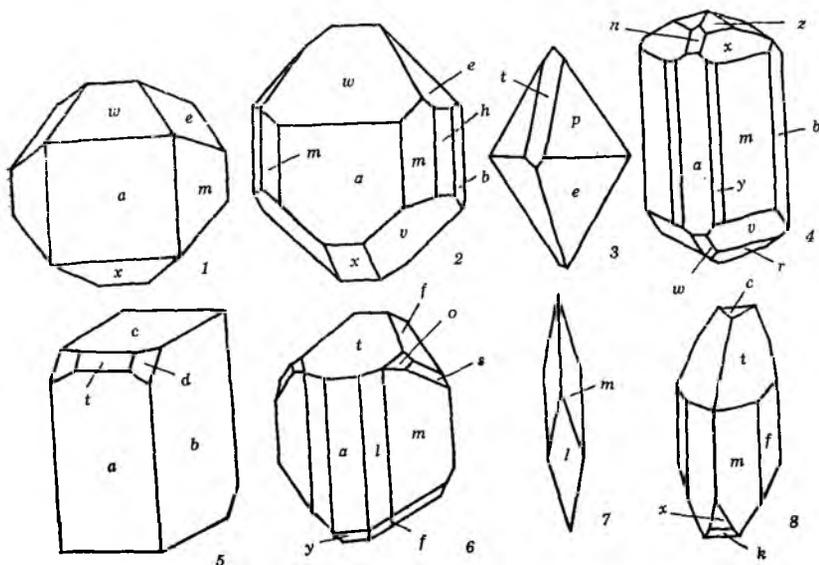


Рис. 74. Кристаллы монацита, лазулита, вивианита, вольфрамита и крокоита

например, для разновидности калиевого полевого шпата — адюляра (10).

В плагиоклазах по облику кристаллов выделяются три типа: периклиновый (11, 12), альбитовый (13, 14) и изометрический (15). Индивиды периклинового типа в виде порфировых выделений в эффузивах представляют собой монокристаллы (11) и двойники по периклиновому закону; плоскость срastания — «ромбическое сечение» — приближается к (001); двойниковая ось [010].

Индивиды альбитового типа являются двойниками по альбитовому (13) и карлсбадскому (14) законам. В двойниках по альбитовому закону (13) плоскость срastания и двойниковая плоскость — (010), а двойниковая ось перпендикулярна к этой плоскости.

Индивиды изометрического облика (15) — комбинированные двойники срastания по альбитовому и периклиновому законам. В полевых шпатах многочисленны эпитаксические срastания, особенно замечательны срastания кварца и ортоклаза (16), которые приводят к образованию письменных структур.

Монацит, лазулит, вивианит, вольфрамит, крокоит (рис. 74). Все эти минералы кристаллизуются в L_2PC .

Монацит. Формы: пинакоиды — первый $a\{001\}$, второй $b\{010\}$, $x\{\bar{1}01\}$ и $w\{101\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $h\{120\}$, $e\{011\}$, $v\{11\bar{1}\}$. Облик — плоскопризматический (1, 2).

Лазулит. Формы: пинакоид $t\{101\}$, призмы ромбические $p\{111\}$, $e\{11\bar{1}\}$. Облик — дипирамидальный (3).

Вивианит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, $w\{10\bar{1}\}$, $n\{201\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $y\{310\}$, $v\{1\bar{1}1\}$, $z\{112\}$ и $r\{1\bar{1}2\}$, $x\{221\}$. Облик призматический (4).

Вольфрамит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{1001\}$, $t\{102\}$, $y\{10\bar{2}\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $l\{210\}$, $s\{121\}$, $d\{112\}$, $o\{111\}$; облик призматический (5, 6). Спайность совершенная по $\{010\}$.

Крокоит. Формы: пинакоиды — базопинакоид $c\{001\}$, $x\{30\bar{1}\}$, $k\{10\bar{1}\}$, $l\{40\bar{1}\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $f\{120\}$, $t\{111\}$; облик игольчатый (7) и призматический (8).

Гипс, мелантерит, ледгиллит, глауберит, бура (рис. 75). Эти минералы также кристаллизуются в L_2PC .

Гипс. Формы: второй пинакоид $b\{010\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $l\{111\}$. Облик монокристаллов плоскопризматический (1), пластинчатый (2); наблюдаются кристаллы столбчатые, игольчатые в виде волокон. Двойники — в виде ласточкина хвоста по двум законам: гальские (3) — плоскость срастания и двойниковая (100), двойниковая ось перпендикулярна к ней; парижские (4) — плоскость срастания и двойниковая (101), двойниковая ось перпендикулярна к ней. Спайность совершенная по $\{010\}$, менее совершенная по $\{111\}$ и $\{100\}$.

Мелантерит. Формы: пинакоиды — второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, $e\{101\}$, $t\{10\bar{1}\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $p\{111\}$, $o\{011\}$. Облик — призматический (5); его можно назвать псевдоромбоэдрическим, что особенно явственно проявляется при комбинации $\{001\}$ и $\{110\}$, если их грани развиты одинаково.

Ледгиллит. Формы: пинакоиды — базопинакоид $c\{001\}$, $w\{101\}$, призма ромбическая $v\{14\bar{2}\}$. Облик — ромбоэдрический (6).

Глауберит. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$ и $s\{111\}$. Облик — таблитчатый (7).

Бура. Формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, базопинакоид $c\{001\}$, призмы ромбические $m\{110\}$, $o\{111\}$, $z\{221\}$, $s\{021\}$. Облик — призматический (8); некоторые кристаллы по формам и облику весьма сходны с кристаллами пироксена.

Геометрическими константами минералов триклинной сингонии являются $a_0 \neq b_0 \neq c_0$; $\alpha \neq \beta \neq \gamma$. Все направления в кристалле — единичные.

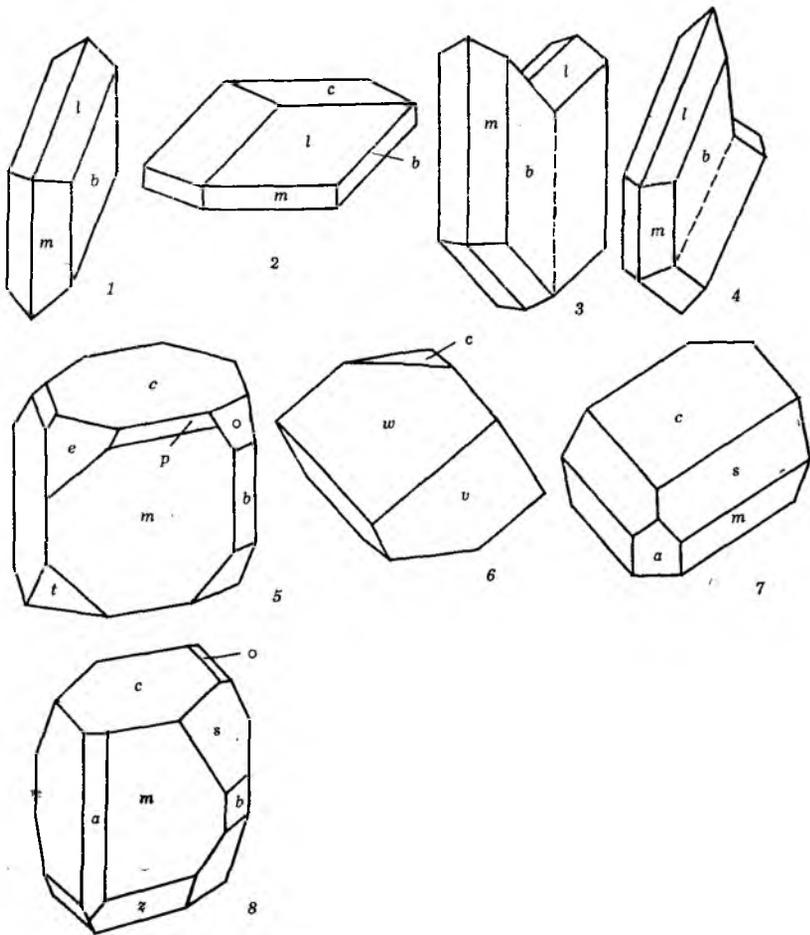


Рис. 75. Кристаллы гипса, мелантерита, ледгиллита, глауберита и бору

Халькантит, амблигонит, паравоксит, россит, волластонит, родонит, аксинит (рис. 76).

Халькантит (медный купорос). С; формы: пинакоиды — первый $h\{100\}$, второй $r\{010\}$, $M\{\bar{1}\bar{1}0\}$, $t\{2\bar{1}0\}$, $T\{110\}$, $p\{111\}$, $s\{121\}$. Облик — короткопризматический (1).

Амблигонит. С; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, $m\{110\}$, $M\{\bar{1}\bar{1}0\}$, $r\{\bar{1}20\}$, $h\{10\bar{1}\}$, $e\{02\bar{1}\}$; базопинакоид $c\{001\}$. Облик — призматический (2).

Паравоксит. С; формы: пинакоиды первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, $m\{110\}$, $M\{\bar{1}\bar{1}0\}$, $t\{\bar{1}20\}$, $k\{0\bar{1}1\}$, $f\{011\}$, $e\{10\bar{1}\}$, $h\{1\bar{1}2\}$,

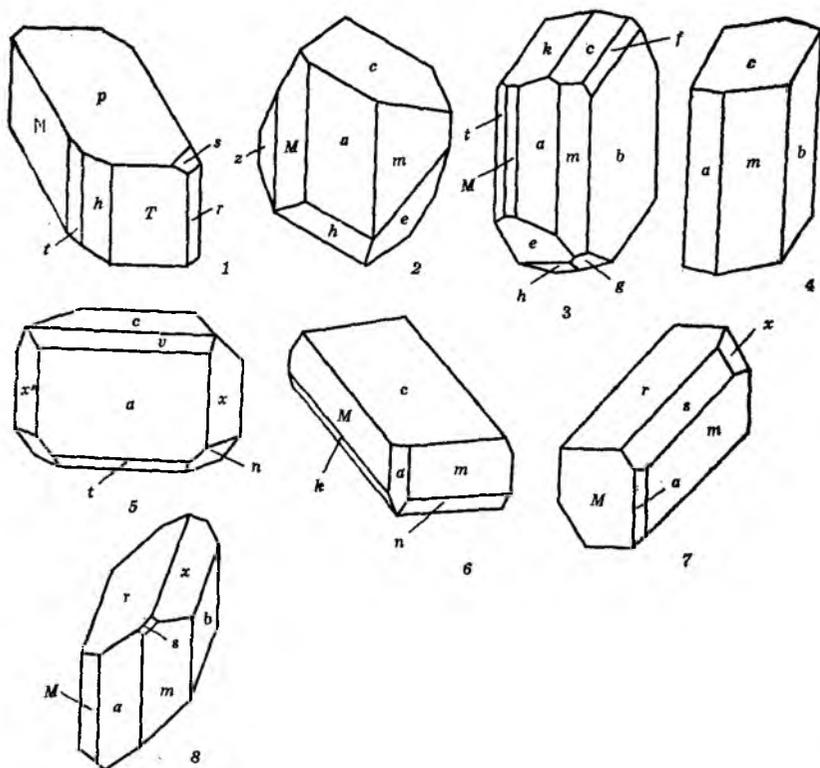


Рис. 76. Кристаллы халькантиста, амблгонита, параоксита, россита, волластонита, родонита и аксинита

$g\{12\bar{2}\}$, базопинакоид $c\{001\}$. Облик — плоскопризматический (3).

Россит. C ; формы; пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, $m\{110\}$, базопинакоид $c\{001\}$. Облик — призматический (4).

Волластонит. C ; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, $x\{120\}$, $x'\{1\bar{2}0\}$, $v\{101\}$, $t\{10\bar{1}\}$, $n\{3\bar{2}2\}$, базопинакоид $c\{001\}$. Облик — плоскопризматический (5).

Родонит. C ; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, $m\{110\}$, $M\{1\bar{1}0\}$, $n\{2\bar{2}1\}$, $k\{2\bar{2}\bar{1}\}$, базопинакоид $c\{001\}$. Облик — таблитчатый (6).

Аксинит. C ; формы: пинакоиды — первый $a\{100\}$, второй $b\{010\}$, $m\{110\}$, $M\{1\bar{1}0\}$, $s\{201\}$, $x\{1\bar{1}1\}$, $r\{1\bar{1}\bar{1}\}$. Облик — призматический (7, 8), кристаллы удлиненные по $[100]$.

Существует бесконечное количество распределений минеральных видов — *минералов* — в определенном порядке и оно может безгранично увеличиваться. В минералогии пока нет такой естественной классификации минералов, какая установлена Д. И. Менделеевым для атомов химических элементов.

Все классификации в той или иной степени отражают химический состав минералов, но каждая из них решает определенные задачи. Как уже отмечалось, одна из важнейших задач минералогии — определение минералов, которое может быть точно и однозначно выполнено на основании изучения конституции минерального индивида — путем точного распознавания его химического состава и структуры. Практически осуществить это большей частью невозможно. Кроме того, для установления конституции минерального индивида необходимо из колоссальной природной массы минеральных зерен извлечь «жемчужное» зерно. Поэтому любое исследование минералов начинается с его поиска, не только в поле — в природной обстановке, но и в штучном коллекционном материале.

В науке зарегистрировано много примеров открытия промышленно ценных минералов и их месторождений при изучении музейных образцов. Поэтому до сих пор остается самым важным метод сбора доброкачественного материала в природе по признакам, которые свойственны минеральному индивиду, отражают его конституцию и, кроме того, легко выявляются путем простейших операций. Это дает возможность в первом приближении определить тот минеральный вид, к которому относится конкретное зерно минерала. Такой метод диагностики минералов получил название **определение по внешним признакам**. Этот элементарный прием изучения минералов является универсальным для любого уровня исследования, им владеет каждый минералог-профессионал или любитель.

Чем выше способность исследователя различать минералы, тем продуктивнее его работа. Поэтому начинающий в первую очередь должен научиться определять внешние признаки минеральных индивидов и по ним выявлять характерные особенности, которые дают возможность диагностировать или по крайней мере оценить находку и ее значение.

За многовековую практику изучения минералов выработаны приемы распознавания таких признаков, на основании которых можно все царство минералов распределить на группы и в ко-

нечном счете подойти к довольно точной диагностике минерального вида. Достоверность определения по внешним признакам зависит от представительности минерала. Наиболее характерные приметы в первую очередь должны отчетливо отражать конституцию минерала — его химический состав и структуру. Прямых и точных признаков отражения химического состава во внешности минерала нет, но все же подавляющая часть минералов, которые представляют собою сульфиды, а также самородные тяжелые металлы, обладают металлическим блеском и высокой плотностью. Такие минералы несколько сотен лет называли «металлы», а в настоящее время их называют «рудные минералы». В противоположность им минералы без металлического блеска — «земли» получили современное название «нерудные минералы». Это правило имеет очень много исключений и практически потеряло свое значение, и все же высокая плотность минерала является признаком наличия в его составе «тяжелых» химических элементов.

Более определенные признаки структуры индивида отражаются в его ограничении. Поэтому минералоги очень ценят образцы, на которых с полной достоверностью устанавливаются кристаллографическая сингония, формы кристалла, облик и направления спайности. На месторождении минерала нужно найти наиболее характерные образцы; кристаллографические признаки минеральных индивидов являются решающими при диагностике минералов. Но «хорошие» кристаллы встречаются редко, поэтому по форме ксеноморфных зерен, спайности приходится судить о типе структуры минерала.

В предлагаемых определительных таблицах все минералы разделены на группы по наиболее «веским» диагностическим признакам.

Прежде чем определять минералы по этим таблицам, необходимо внимательно изучить их построение, это позволит выработать последовательность «набора» признаков для окончательного заключения.

В первую очередь нужно выявить блеск минерала и, чтобы убедиться в правильности его определения, найти другие признаки, которые свойственны минералам того блеска, который Вы установили. Например, минерал обладает металлическим блеском; тогда он обязательно непрозрачный, черта его большей частью черная или темно-серая, возможно, и яркой окраски, плотность высокая (минерал «тяжелый»), а твердость в осевом не более 4. Минералов с подобными признаками, но с большей плотностью очень немного, и это тоже очень характерный признак для диагностики минерала.

Определение минерала — лабораторное исследование, при этом обязательно составляется отчет, который позволяет оценить достоверность диагноза и приучает к определенной последовательности операций при исследовании минералов.

Следует также внимательно рассмотреть содержание таблиц с тем, чтобы отчетливо представлять не только минералогическую терминологию, но и суть каждого термина.

Для каждого минерала в таблицах помещены только наиболее важные, преимущественно численные константы, которые в количественном выражении невозможно установить по конституции минерала. Качественная характеристика, в особенности химическая, в этих таблицах не приведена. Она легко устанавливается по химическому составу минерала или его структуре.

Определение минерала нужно проводить в строгом порядке. Этот порядок постоянен во всех случаях минералогической практики и сводится к тому, что сначала, как уже отмечалось, определяется блеск минерала, затем прозрачность, цвет и черта, после чего — твердость и хрупкость. Непрозрачные минералы испытывают вслед за этим в пламени свечи или паяльной трубки. В результате почти всегда удается установить, будут ли это минералы из раздела сульфидов или кислородных соединений.

Минералы в таблицах разделены на три группы: минералы с металлическим блеском (табл. 16), с полуметаллическим блеском — редкометальные (табл. 17) и без металлического блеска (табл. 18).

I. Минералы с металлическим блеском. Они непрозрачны и недоступны для изучения под микроскопом в проходящем свете. Черта черная или темноокрашенная.

В этой группе выделяются следующие подгруппы.

1. *Сернистые соединения.* Обладают высокой плотностью и низкой прочностью; твердость не выше 6 (обычно 3—4); в открытой трубке выделяют SO_2 ; подавляющая часть растворяется в HCl с выделением H_2S ; в HNO_3 растворяются все с выделением H_2S , S и SO_2 .

Среди соединений подобного вида можно выделить следующие минералы:

а) мышьяксодержащие — в открытой трубке образуется белый возгон As_2O_3 далеко от пробы; при нагревании в окислительной среде появляется белый дым с чесночным запахом;

б) сурьмосодержащие — в открытой трубке и на угле образуется белый плотный налет Sb_2O_3 близко от пробы, а на гипсовой пластинке с KI — красный налет SbI_3 , который исчезает в парах NH_4OH ;

в) висмутсодержащие — в открытой трубке около пробы образуется желтый налет Bi_2O_3 ; а на гипсовой пластинке с KI — налет BiI_3 темно-бурого цвета, который в парах NH_4OH становится оранжевым, а затем вишнево-красным;

г) железо-, никель- и кобальтсодержащие (не включенные в предыдущие группы) — проба при нагревании в открытой трубке чернеет и становится сильно магнитной; солянокислый раствор ее дает реакцию на железо, никель или кобальт;

д) медьсодержащие (не включенные в предыдущие группы) — проба при испытании в открытой трубке чернеет; солянокислый раствор ее дает реакцию на медь; тонкий осколок минерала с HCl окрашивает пламя в лазурно-голубой цвет;

е) прочие сернистые соединения.

2. *Мышьяковые, сурьмяные и висмутовые бессернистые соединения.* По физическим свойствам подобны сернистым соединениям, но все они плавятся в пламени свечи или паяльной трубки.

В этой подгруппе выделяются следующие соединения:

а) мышьяковые — при нагревании на воздухе возникает белый дым, обладающий чесночным запахом, а на угле и в открытой трубке — белый налет As_2O_3 , осаждающийся далеко от пробы;

б) сурьмяные — при нагревании на угле или в открытой трубке образуется белый налет Sb_2O_3 близко от пробы;

в) висмутовые — на угле в смеси KI + S образуется налет шоколадного цвета, ярко-красный по краям.

3. *Селенистые и теллуристые соединения*, не включенные в предыдущие группы. По физическим свойствам аналогичны сульфидам. Плавятся в пламени свечи или паяльной трубки.

4. *Кислородные соединения.* Обладают повышенной прочностью, твердость обычно 5—6,5; в кислотах не растворяются или растворяются с трудом; в пламени паяльной трубки не плавятся или плавятся с трудом.

Среди них различают следующие минералы:

а) железосодержащие — все притягиваются магнитной скобой после прокаливания в пламени паяльной трубки, а некоторые из них — и в исходном состоянии; после сплавления с Na_2CO_3 и растворения в HCl дают реакцию на железо;

б) марганецсодержащие — растворяются в HCl с выделением Cl₂, раствор дает реакцию на Mn.

5. *Минералы, не включенные в предыдущие разделы.*

II. Минералы с полуметаллическим блеском — редкометалльные. Они обладают темной окраской, почти непрозрачные. Имеют полуметаллический, смолистый или стеклянный блеск. Часто находятся в метамиктном состоянии и при нагревании растрескиваются. Многим свойственна повышенная радиоактивность.

III. Минералы без металлического блеска в той или иной степени прозрачные и доступные для изучения под микроскопом в проходящем свете; черта бесцветная или светлоокрашенная. В этой группе можно выделить следующие две подгруппы:

1. *Изотропные* — в иммерсионных препаратах в скрещенных николях при вращении столика микроскопа зерна остаются темными.

2. *Анизотропные* — в иммерсионных препаратах в скрещенных николях обладают светлой окраской; при вращении столика

микроскопа на 360° каждое зерно по 4 раза светлеет и темнеет. Эта подгруппа разделяется по показателям преломления:

- а) ниже 1,50;
- б) от 1,50 до 1,60;
- в) от 1,60 до 1,65;
- г) от 1,65 до 1,70;
- д) выше 1,70.

Для минералов без металлического блеска после первых обязательных определений готовится иммерсионный препарат (см. гл. 3, раздел «Оптические исследования»).

При отсутствии опыта рекомендуется пользоваться вначале жидкостью с показателем преломления 1,57 или 1,47 (глицерин). Готовый препарат помещают на столик поляризационного микроскопа, где сначала определяются анизотропность минерала, спайность, углы угасания, двойники и приблизительная разница в светопреломлении между минералом и жидкостью. При этом обращают внимание на силу двойного лучепреломления минерала. Затем по набору иммерсионных жидкостей точно устанавливают пределы, в которых находится показатель преломления минерала. Оптические свойства позволяют найти ту группу, в которой описан минерал.

При определении минералов не все свойства имеют одинаковое значение. Прежде всего нужно полагаться на те константы, которые установлены количественно и точно. Свойства, выявленные качественно и недостаточно точно, при определении минералов всегда играют второстепенную роль. Наибольшее внимание при определении минералов обращают на те признаки, диапазон колебаний которых для каждого минерального вида невелик, пределы констант их ничтожные. К таким признакам прежде всего относятся кристаллографические свойства и химический состав минерала. Далее идут оптические свойства и плотность, а также свойства, характеризующие прочность минерала. Важно также учитывать возможные минералы-спутники. Определяемый минерал обязательно нужно сравнить со сходными минералами.

В таблицах 16—18 приняты следующие сокращения и обозначения. Сингония: куб.—кубическая; тетр.—тетрагональная; гекс.—гексагональная; триг.—тригональная; ромб.—ромбическая мон.—моноклинная; трикл.—триклинная. Оптические свойства: n_g , n_m , n_p —три главных показателя преломления двухосных минералов; n_o , n_e —показатели преломления одноосных минералов; n —показатель преломления; R —коэффициент отражения. П. п. тр.—перед паяльной трубкой. ρ —плотность, г/см³.

В табл. 16 минералы объединены в группы по химическому составу, а внутри группы расположены в порядке увеличения твердости. В табл. 17 и 18 минералы расположены по мере увеличения показателей преломления.

Таблица 16

Минералы с металлическим блеском

Минерал. Химический состав, Примеси	Сингония, пространственная группа, тип структуры, Облик кристалла и формы. Строение агрегата, (Ограничение минерального индивида — № рис.)	Спайность, Излом	Цвет, Черта
1	2	3	4
Иорданит $Pb_{14}As_6S_{23}$. Sb	Мон., $C_{2h}^2 - P2_1/m$, слоистая (субслои- стая). Таблитчатый, пластин- чатый, {001}, {100}, {010}, {110}. Зернистый	Совершенная по {001}. Отдельность по {001}. Раковистый	Сернистые Мышьяксодер Свинцово-се- рый. Черная
Зелигманнит $PbCuAsS_3$. Ag, Zn, Fe, Sb	Ромб., $C_{2v}^7 - Pm2n$, це- почечная. Призматический, {001}, {010}, {100}, {110}, {111}	Несовершенная по {001}, {100} и {010}. Раковистый	Свинцово-се- рый, черный. Бурая, крас- новато-черная
Энарцит Cu_3AsS_4 . Fe, Sb, Sn	Ромб., $C_{2v}^7 - Pnm2_1$, координационная. Пластинчатый, призм- атический, {001}, {100}, {110}	Совершенная по {110}, несовер- шенная по {010} и {100}. Неровный	Серый, серо- вато-черный, черный. Серовато-чер- ная
Люцит Cu_3AsS_4 . Fe, Sb, Bi, Se	Тетр., $D_{2d}^{11} - \bar{I}42m$, ко- ординационная. Псевдокубический	Неровный	Розовато-се- рый. Черная
Теннантит (мышьяковая блеклая руда) $Cu_{10}(Zn, Fe, Cu)_2 \times As_4S_{13}$. Sb, Ag, Hg, Bi	Куб., $T_d^3 - \bar{I}43m$, кар- касная. Тетраэдрический, изометрический, {111}, {111}, {110}, {211}. Зернистый. (47)	Раковистый, неровный	Стально-се- рый, желез- но-черный. Серая, иногда с вишнево- красным от- тенком

R, %	ρ , г/см ³	Твер- дость	Плав- кость	Химические и особые свой- ства, Сходные мине- ралы и отличии от них	Условия нахождения, Минералы-спутники
5	6	7	8	9	10

соединения

железные минералы

29,5—39	6,38— 6,451	3	1	Разлагается HNO ₃ с вы- делением PbSO ₄ . Буланжерит, джерсонит, козалит, тен- нантит, гео- кронит	В свинцово-цинко- вых и вольфрам- молибденовых ме- сторождениях и кар- бонатных породах. Галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, вольфрамит, молиб- денит, шеелит
Сильно анизотро- пен	5,38— 5,48	3	—	Бурнонит, ай- киннит, иорда- нит	В жильных место- рождениях. Кальцит, доломит, теннантит, пирит, сфалерит
21—23	4,3	3,5	1	Теннантит — отсутствует спайность; сфалерит — нет As; люцо- нит	В сульфидных зале- жах. Пирит. Халько- пирит, галенит, сфа- лерит, барит
23—25	4,48	3—4,5	1	Энаргит, фа- матинит	В колчеданных зале- жах, жильных ме- сторождениях. Мо- либденит, пирит, энаргит, халькопи- рит, галенит, барит
21—29	4,42— 4,74	3,0—4	1,5—2	Тетраэдрит — содержит Sb; бурнонит — содержит Pb; халькозин — ковкий; энар- гит — совер- шенная спай- ность; акта- шит	В кварц-сульфидных и сульфидных жи- лах. Пирит, халь- копирит, сфалерит, галенит, кальцит, барит, золото

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
<p>Коринит Ni(As, Sb)S. Bi, Fe, Co</p>	<p>Куб., T_h^6—$Pa3$, островная. Октаэдрический, {100}, {110}. Зернистый</p>	<p>Несовершенная по {100}. Неровный</p>	<p>Серебряно-белый, стальнo-серый. Черная</p>
<p>Герсдорфит NiAsS. Fe, Co, Sb</p>	<p>Куб., T_h^6—$Pa3$, островная. Октаэдрический, {100}, {110}, {111}, {210}. Зернистый.</p>	<p>То же</p>	<p>Белый, серовато-белый, серый. Серовато-черная</p>
<p>Кобальтин CoAsS. Fe, Ni</p>	<p>Куб., T_h^6—$Pa3$, островная. Кубический, октаэдрический, {100}, {111}, {110}, {210}. Зернистый. (46)</p>	<p>Совершенная по {100}. Раковистый, неровный</p>	<p>Оловянно-белый, стальнo-серый, с розоватым оттенком. Серовато-черная</p>
<p>Арсенопирит FeAsS. Co — данаит; Ni, Sb, Au</p>	<p>Мон., C_{2h}^5—$P2_1/c$, островная. Призматический, {001}, {011}, {110}. Зернистый, шестоватый. (69)</p>	<p>Несовершенная по {101} и {010}. Неровный</p>	<p>Белый, серовато-белый Серовато-черная</p>
<p>Глаукоdot (Co, Fe)AsS</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{19}—$Cmmm$, островная. Призматический, {001}, {101}, {110}, {012}, {011}. Зернистый. Грани призм ($hk0$) иштрихованы вдоль оси c. (64)</p>	<p>Ясная по {010}. Неровный</p>	<p>Оловянно-серовато-белый. Черная</p>

5	6	7	8	9	10
—	5,99—6,1	4—5	П. п. тр. легко плавит- ся	Растворяется в HNO_3 с вы- делением S и Sb_2O_3 . Герсдорфит, ульманнит, кобальтин	В жильных месторо- ждениях. Кварц, кальцит, сидерит, пирит, халькопирит, блеклая руда
42—49	5,6—6,2	5,0—5,5	2—3	Ульманнит — содержит Sb; арсенопи- рит — содер- жит Fe	В кварцевых и кварц-карбонатных жилах. Халькопирит, никелин, ульманнит, пирит, висмутин
48—52	6,1—6,4	5,5	2	Разлагается в горячей HNO_3 с вы- делением S и As_2O_3 . Арсенопи- рит — нет ро- зоватого от- тенка; нике- лит — содер- жит Ni.	В кварц-сульфид- ных, кварц-карбо- натных жилах и скарнах. Пирротин, арсенопирит, халько- пирит, сфалерит, пи- рит, магнетит
47—51	5,9—6,29	5,5—6,0	3	Растворяется в HNO_3 с выделением S. Герсдор- фит — содер- жит Ni	В кварцевых жилах и грейзенах. Пирит, халькопирит, гале- нит, сфалерит, воль- фрамит, золото
50	5,9—6,17	5,0	2—3	Растворяется в HNO_3 с вы- делением S. Арсенопирит, кобальтин, аллоклазит	В жилах. Кобаль- тин, пирит, халько- пирит, кальцит, кварц

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
<p>Антимонит (сурьмяный блеск) Sb_2S_3. As, Bi, Au</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $Pbnm$, це- почечная. Призматический, иголь- чатый, волокнистый, {010}, {110}, {111}, {331}, {113}. Зернистый, призматиче- ски-зернистый, спутанно-волокнистый, плотный. (63)</p>	<p>Совершенная по {010}</p>	<p>Сурьмосодер</p> <p>Свинцово-се- рый. Светло-серая, при растира- нии краснеет</p>
<p>Пираргирит Ag_3SbS_3. As</p>	<p>Триг., C_{3v}^6 — $R3c$, коор- динационная, субкоор- динационная). Призматический, {1010}, {1120}, {0112} Зернистый.</p>	<p>Ясная по {1011}. Раковистый, не- ровный</p>	<p>Черный, тем- но-серый. Пурпурно- красная</p>
<p>Стефаинит Ag_5SbS_4 As</p>	<p>Ромб., C_{2v}^{12} — $Cmc2_1$, координационная. Таблитчатый, призма- тический, {001}, {010}, {110}, {111}, {112}. Зернистый</p>	<p>Несовершенная по {010} и {021}. Неровный, рако- вистый</p>	<p>Железно-, се- ровато-черный. Черная</p>
<p>Полибазит $Ag_{16}Sb_2S_{11}$. Cu, As</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$, координационная. Пластинчатый, {001}, {100}, {110}, {111}. Зернистый</p>	<p>Несовершенная по {001}. Неровный</p>	<p>Железно-чер- ный. Черная</p>
<p>Миаргирит $AgSbS_2$. Cu, Pb, As</p>	<p>Мон., C_{2h}^6 — $C2/c$, (псевдокуб.), субкоор- динационная. Таблитчатый, изомет- рический, {001}, {100}, {010}, {311}. Зернистый, плотный</p>	<p>Несовершенная по {010}, {100} и {101}. Неровный</p>	<p>Железно-чер- ный, стально- серый. Вишнево- красная</p>

5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	----

жацие минералы

25—44	4,51— 4,66	2—2,5	1	Порошок, смоченный концентрированным КОН, окрашивается в охряно-желтый цвет. Метастибнит — красный, темно-красный; джемсонит, буланжерит — реакция на Pb; висмутин — реакция на Bi	В жилах. Кварц, флюорит, барит, золото, киноварь, сфалерит, галенит, ре-альгар, аурипигмент
24,5—32,5	5,77— 5,86	2—2,5	1	Прустит — содержит As; стефанит, полибазит	В кварц-кальцитовых жилах. Серебро, аргентит, мышьяк, прустит, стефанит, полибазит, арсениды Ni и Co, уранинит.
24,5—29	6,24— 6,47	2—2,5	1	Пираргирит	В кварц-кальцитовых жилах. Аргентит, серебро, полибазит, пираргирит.
25,5—29,5	6,26— 6,33	2—3	1	Пираргирит, стефанит	В кварц-кальцитовых жилах. Серебро, аргентит, пираргирит, фрейбергит, галенит
28—33	5,1—5,30	2—2,5	1	Полибазит, пираргирит	В кварцевых и карбонатных жилах. Галенит, сфалерит, пираргирит, стефанит, арсенопирит, фрейбергит

1	2	3	4
<p>Джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$ Cu, Zn, Ag</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/a$, цепочечная. Игольчатый, волокни- стый, {001}, {100}, {010}, {110}. Волокнистый, лучи- стый, зернистый</p>	<p>Ясная по {001}. Неровный</p>	<p>Свинцово-се- рый. Темно-серая</p>
<p>Буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$. Ag, As</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/a$, це- почечная. Призматический, иголь- чатый, волокнистый, {100}, {110}. Волокнистый, игольча- тый, плотный</p>	<p>Несовершенная по {100} Занозистый. Волокна гибкие</p>	<p>Свинцово-се- рый, железн- но-черный. Серовато-чер- ная с красно- ватым оттен- ком</p>
<p>Бурнонит $PbCuSbS_3$ Ag, As</p>	<p>Ромб., $C_{2v}^7 - Pn2_1m$, цепочечная. Призматический, таб- литчатый, {001}, {100}, {010}, {110}, {011}, {102}. Зернистый. (63)</p>	<p>Совершенная по {010}. Раковистый, нер- ровный</p>	<p>Стально-свин- цово-серый Темно-серая, черная</p>
<p>Халькостибит $CuSbS_2$. Ag, Au, Fe, As</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{16} - Pnam$, це- почечная. Призматический, таб- литчатый, {001}, {100}, {010}, {101}, {011}. Плотный</p>	<p>Совершенная по {001}, несо- вершенная по {100} и {010}. Раковистый</p>	<p>Свинцово-чер- ный, стально- серый, чер- ный. Черная</p>
<p>Фаматинит Cu_3SbS_4. Ag, Au, As</p>	<p>Тетр., $D_{2d}^{11} - I\bar{4}2m$, координационная. {001}, {110}, {101}, {111}. Зернистый, плотный</p>	<p>Совершенная по {101} и несо- вершенная по {100}. Неровный</p>	<p>Медно-фиоле- тово-красный. Черная</p>
<p>Тетраэдрит (сурьмяная блек- лая руда) $Cu_{10}^+Cu_2^{2+}Sb_4S_{13}$. As, Fe, Ag, Zn</p>	<p>Куб., $T_d^3 - I\bar{4}3m$, кар- касная. Тетраэдрический, {100}, {111}, {111}, {110}, {211}. Зернистый. (47)</p>	<p>Неровный</p>	<p>Стально-се- рый, железо- черный. Черная</p>

5	6	7	8	9	10
32	5,5—6	2,5	1	Буланжерит, цинкениит, мегниит и другие сульфосоли Pb	В жильных месторождениях. Пирит, сфалерит, галениит, тетраэдрит, буланжерит, карбонаты, кварц
33—38	5,98—6,23	2,5—3	1	Джемсонит, менегинит, цинкениит и другие сульфосоли Pb	В жильных полиметаллических месторождениях. Кварц, карбонаты, пирит, галениит, сфалерит, арсенопирит
29—33	5,7—5,9	2,5—3	1	Блеклые руды — не содержат Pb; буланжерит	В кварц-сульфидных жилах. Пирит, халькопирит, сфалерит, золото, шеелит
34—42	4,8—5,0	3—4	П. п. тр. легко плавится	Фаматинит; эмплектит — содержит Bi	В жильных месторождениях. Борнит, станниит, джемсонит, антимонит, халькопирит, пирит, блеклые руды
26—29 Сильно анизотропен	4,52—4,66	3,5	2	Халькостибит, люционит, энаргит	В золотоносных жилах и колчеданных залежах. Висмут, антимонит, киноварь, энаргит, борнит, теннантит, халькопирит, пирит
20—27	4,97	3—4,5	1	Халькозин — ковкий; теннантит — реакция на As; бурнонит — реакция на Pb	В кварц-сульфидных жилах. Пирит, халькопирит, галениит, сфалерит, золото, шеелит

1	2	3	4
<p>Ульманит NiSbS. Fe, As, Co</p>	<p>Куб., T^4-P2_13, островная. Кубический, отквэдрический, {100}, {111}, {110}. Зернистый</p>	<p>Совершенная по {100}. Неровный</p>	<p>Стально-серый, белый. Серовато-черная</p>
<p>Бертьерит FeSb₂S₄. As, Мп, Zп</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{16}-Pnam$, цепочечная. Призматический, волокнистый. Зернистый, плотный</p>	<p>Несовершенная по {010}</p>	<p>Стально-серый. Буровато-серая</p>
<p>Гудмундит FeSbS. Ni</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{19}-Cmmm$, островная. Призматический, {010}, {101}, {230}</p>	<p>Неровный</p>	<p>Оловянно-белый, стальносерый. Черная</p>
<i>Висмутсодержащие</i>			
<p>Тетрадимит Bi₂Te₂S. Se, Pb, Fe</p>	<p>Триг., $D_{3d}^5-R\bar{3}m$, слоистая. Ромбоэдрический пластинчатый, листоватый, {0001}, {0112}. Чешуйчатый</p>	<p>Весьма совершенная по {0001}. Пластинки гибкие</p>	<p>Стально-серый. Светло-серая</p>
<p>Жозеит А Bi₄TeS₂. Se, Pb, Fe</p>	<p>Триг., $D_{3d}^5-R\bar{3}m$, слоистая. Пластинчатый. Чешуйчатый</p>	<p>Весьма совершенная по {0001}. Листочки гибкие</p>	<p>Серебряно-белый, стальносерый</p>
<p>Жозеит В Bi₄Te₂S</p>	<p>Триг., $D_{3d}^5-R\bar{3}m$, слоистая</p>	<p>Весьма совершенная по {0001}. Листочки гибкие</p>	<p>Стально-серый</p>
<p>Эмплектит CuBiS₂</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{16}-Pnma$, цепочечная. Призматический, {001}, {100}, {010}, {011}, {102}. Зернистый, плотный</p>	<p>Совершенная по {001}, несовершенная по {010}. Раковистый</p>	<p>Оловянно-белый с кремовым оттенком (в свежем изломе), серый. Черная</p>
<p>Виттихенит Cu₃BiS₃. Ag, Zп, Со, Sb, As</p>	<p>Ромб., $D_2^4-P2_12_1$, цепочечная. Призматический, {100}, {010}, {110}, {001}. Плотный</p>	<p>Несовершенная. Раковистый, неровный</p>	<p>Оловянно-белый, стальносерый. Черная</p>

5	6	7	8	9	10
42—49	6,65— 6,793	5—5,5	1	Герсдорфит — реакция на As	В жильных месторождениях. Кальцит, барит, герсдорфит, никелин, пирит, халькопирит, бурнонит, тетраэдрит.
26—39	4,64	2—3	1	Антимонит — не содержит Fe	В кварцевых жилах. Антимонит, золото, сфалерит, галенит, шеелит, реальгар, арсенопирит
50	6,72— 6,93	6	—	Арсенопирит — реакция на As	В жильных месторождениях. Арсенопирит, сфалерит, галенит, кальцит, молибденит, халькопирит

ице минералы

48	7,2—7,3	1,5—2	1	Молибденит — не плавится п. п. тр. Жозеит А, Жозеит В	В кварц-сульфидных жилах. Золото, пирит, халькопирит, висмутин
50—57,5. Ясно анитропен	7,96— 8,10	2	—	Тетрадимит, молибденит, жозеит В	В золоторудных месторождениях
52,5—64. Ясно анитропен	8,10— 8,39	2	П. п. тр. легко плавится	Тетрадимит, молибденит, жозеит А	В золоторудных месторождениях
35—37	6,3—6,5	2	То же	Виттихенит, айкинит, халькостибит, купробисмутит	В кварцевых жилах и скарновых месторождениях. Висмутин, серебро, арсениды Ni и Co, настуран, пирит, сфалерит, барит, флюорит
28—35	6,3—6,5	2—3	„	Эмплектит, айкинит, халькостибит, купробисмутит	В жильных и контактных месторождениях. Айкинит, висмутин, борнит, халькозин, флюорит, барит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
Айкинит CuPbBiS_3 . Au, Te	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pnma</i> , це- печочная. Призматический, {010}, {110}, {210}, {130}, {120}	Несовершенная по {010}. Неровный	Свинцово-се- рый. Темно-серая
Висмутит (висму- товый блеск) Bi_2S_3 . Pb, Cu	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pbnm</i> , цепочечная. Призматический, игольчатый, {100}, {010}, {110}, {101}, {021}. Зернистый, призматиче- ски-зернистый	Совершенная по {010}. Неровный	Светлый, свинцово-се- рый
Козалит $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$. Au, Ag, Cu, As, Sb; Se — селено- козалит	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pbnm</i> , цепочечная. Призматический, иголь- чатый, {100}, {010}, {001}, {110}, {301}. Игольчатый, спутан- но-волокнистый, плот- ный	Совершенная по {110}. Неровный, заноз- истый	Свинцово- стально-се- рый. Черная
Галенобисмутит PbBi_2S_4 . Cu, Sb	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pnam</i> , цепочечная. Призматический, игольчатый, пластин- чатый, {100}, {110}, {011}. Волокнистый, плотный	Совершенная по {110}	Оловянно-бе- лый, светло- серый. Серовато- черная
<i>Железо-, никель- и кобальтсодержащие</i>			
Валлерит $4(\text{Fe}, \text{Cu})\text{S} \times$ $\times 3(\text{Mg}, \text{Al}) \times$ $\times (\text{OH})_2$	Гекс., —, слоистая. Чешуйки, пластинки с гексагональными очертаниями, часто изогнуты	Совершенная по {001}. Неровный	Желтовато- черный. Темная
Смайтит Fe_3S_4	Триг., D_{3d}^5 — $\bar{R}3m$, коор- динационная. Пластинчатый (пла- стинки гибкие), {0001}	Совершенная по {0001}. Раковистый	Бронзово- желтый. Темно-серая

5	6	7	8	9	10
39—43	7,07— 7,25	2—2,5	1	Висмутин, антимонит — не содержит Cu; бурнонит — не содержит Bi	В кварц-сульфидных жилах. Золото, пирит, галенит, блеклые руды, сфалерит
41—55	6,78	2—2,5	1	Легко растворяется в HNO_3 и HCl . Антимонит, айкинит	В жилах, грейзенах и контактовых месторождениях. Кварц, карбонаты, галенит, пирит, молибденит, сфалерит, магнетит, шеелит, эпидот, везувин
43—46	6,22— 7,02	2,5—3	П. п. тр. плавится	Висмутин — спайность по одному направлению, отрицательная реакция на Pb; галенитобисмутит	В кварц-сульфидных и пегматитовых жилах, в контактовых месторождениях. Золото, флюорит, пирит, галенит, сульфиды Ni и Co, вольфрамит
40—44,5	7,04	2,5—3,5	1	Висмутин, козалит	В кварцевых жилах, скарных и фумарольных отложениях. Золото, галенит, сфалерит, висмут, висмутин, анкерит, теллуриды Ag

минералы, не включенные в предыдущие группы

Исключительно сильное двуотражение. $R_o = 45—47,5$; $R_e = 15—19$	3,09— 3,14	1	—	Молибденит графит (валлерит—магнитен)	В медно-никелевых, колчеданных месторождениях. Кубанит, халькопирит, пирротин
44—47,5	4,33	Мягкий, гибкий	П. п. тр. переходит в Fe_3O_4	Сильно магнитный. Медленно растворяется в холодных HCl и HNO_3 . Пирротин	Пластинчатые включения в кальците и доломите. Пирротин, барит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
Грейгит Fe_3S_4	Куб., O_h^7-Fd3m , координационная. {100}. Тоикозерийстый, крип-токристаллический, плотный, землистый	Землистый	Черный, бледно-красиватый
Борнит Cu_5FeS_4 . Ag	Куб., O_h^7-Fd3m , координационная. Кубический, отквэдрический, {100}, {111}, {110}. Зернистый	Несовершенная по {111}. Раковистый	Темиый, медно-красный с пестрой побежалостью. Темно-серая
Станнин $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$. Cd, Pb, Zn — кёстерит	Тетр., $D_{2d}^{11}-\bar{1}42m$, координационная. Тетраэдрический, {001}, {110}, {102}. Зернистый	Несовершенная по {110} и {001}. Неровный	Стально-серый с оливково-зеленым оттенком. Черная
Кубанит CuFe_2S_3 . Ni	Ромб., $D_{2h}^{16}-Pcmm$, координационная. Призматический, {001}, {100}, {110}	Отдельность по {001} и {110}. Раковистый	Бронзово-желтый. Черная
Халькопирит (медный колчедан) CuFeS_2 . Au, Ag	Тетр., $D_{2d}^{12}-\bar{1}42d$, координационная. Тетраэдрический, {001}, {112}, {112}, {10811}. Зернистый. Часто полисинтетические двойники. Скрытокристаллические почковидные агрегаты. (51)	Несовершенная по {112} и {101}. Раковистый	Латуино-желтый. Зеленоваточерная
Пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$	Куб., O_h^5-Fm3m , координационная. Зернистый, пластинки в пирротине	Совершенная по {111}. Раковистый	Бронзово-желтый. Зеленоваточерная

5	6	7	8	9	10
35,5	4,08	1—3	—	Сильно магнитный. Пирротин, смайтит, макинавит	В осадочных горных породах (глинах, каменных углях, ископаемых костях). Пирит, марказит
26—27	4,9—5,3	3	3	Никелии пирротин — не содержат Cu	В колчеданных залежах, кварцевых жилах, песчаниках и габбро. Халькопирит, халькозин, пирротин, сфалерит, галенит, пирит
19—23	4,3—4,52	3,4	1,5	Блеклые руды	В кварцевых жилах. Касситерит, пирит, шеелит, халькопирит, золото, сфалерит
44	4,03—4,17	3,5—4	2	Пирротин — не содержит Cu; халькопирит	В медно-никелевых сульфидных месторождениях. Халькопирит, пирротин
40—41,5	4,1—4,3	3—4	2	Растворяется в HNO_3 с выделением S. Пирит — твердость 6—6,5; пирротин — магнитен	В контактово-метасоматических месторождениях и колчеданных залежах. Кварц, кальцит, турмалин, эпидот, пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды
51	4,5—5	3—4	1,5—2	Слегка магнитен. Пирротин, пирит, халькопирит — не спайности	В медно-никелевых сульфидных месторождениях, основных изверженных породах. Пирротин, никелии, пирит, халькопирит, талиахит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
<p>Талнахит $\text{Cu}_9(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{S}_{16}$. Zn</p>	<p>Куб., $T_d^3 - I\bar{4}3m$, координационная. Зернистый</p>	<p>Несовершенная. Раковистый</p>	<p>Темно-желтый с розовым оттенком. Обычно побежалость (быстро образуется на свежей поверхности)</p>
<p>Пирротин (магнитный колчедан) Fe_{1-x}S; x до 0,2; при $x=0,113$ становится моноклинным (клинопирротин — Fe_3S_{10}). Ni, Co, Ag</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, координационная. Таблячатый, дипирамидальный, призматический, $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$. Зернистый. (60)</p>	<p>Несовершенная по $\{10\bar{1}0\}$. Отдельность по $\{0001\}$. Неровный</p>	<p>Бронзово-желтый с бурой побежалостью. Темно-серая</p>
<p>Троилит FeS. Ni, Co</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, координационная</p>	<p>Несовершенная по $\{10\bar{1}0\}$.</p>	<p>Бронзово-желтый. Черная</p>
<p>Бравойт $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})\text{S}_2$. Cu</p>	<p>Куб., $T_h^6 - Pa\bar{3}$, островная. Октаэдрический, кубический, $\{100\}$, $\{111\}$. Зернистый, конкреции радиально-лучистого строения</p>	<p>Несовершенная по $\{100\}$</p>	<p>Серый, стально-серый, розовый, коричневый</p>
<p>Виоларит FeNi_2S_4. Co, Cu</p>	<p>Куб., $O_h^7 - Fd\bar{3}m$, координационная. Октаэдрический</p>	<p>Несовершенная по $\{100\}$. Неровный</p>	<p>Фиолетово-серый</p>

5	6	7	8	9	10
39—47,5	4,36	3—4	2	Заметно магнитен. Халькопирит	В медно-никелевых сульфидных месторождениях. Халькопирит, кубанит, пентландит, пирротин, валлерит
36—37	4,58— 4,77	3,5—4,5	3	Магнитен; магнитные свойства проявляются сильно (мон. пирротин) или слабо (гекс. пирротин). Пирит, халькопирит, пентландит — немагнитны; тронлит — легко растворяется в HCl; смайтит, грейтит	В основных изверженных породах, контактово-метасоматических месторождениях, кварцевых жилах и пегматитах, иногда в осадочных породах. Пирит, халькопирит, магнетит, пентландит
39 — 42,5	4,59— 4,82	4	П. п. тр. ведет себя как пирротин	Растворяется в разбавленной HCl с выделением H ₂ S. Пирротин, пирит, пентландит	Включения в метеоритах, пирротиновых рудах и гипербазитах
Средний до высокого	4,31— 4,62	3,5—6	2,5—3	Кобальтин	В жилах и сульфидных медно-никелевых месторождениях. Сидерит, кварц, барит, галенит, пентландит, халькопирит, пирит
36—37	4,5—4,8	4,5—5,5	П. п. тр. плавится	Пирротин, бравоит	В медно-никелевых сульфидных месторождениях. Пирротин, халькопирит, пентландит

1	2	3	4
<p>Марказит FeS₂</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{12}-Pnnt$, островная. Таблитчатый по {010}, бипирамидальный, призматический {010}, {110}, {101}, {130}. Конкреции, почковидные и натечные массы. (64)</p>	<p>Ясная по {101}. Неровный</p>	<p>Латунно-желтый с сероватым или зеленоватым оттенком, на свежем сколе почти белый. Черная</p>
<p>Пирит (серный колчедан) FeS₂. Co, Ni, Au, Se, As</p>	<p>Куб., T_h^6-Pa3, островная. Кубический, откаэдрический, додекаэдрический, {100}, {111}, {110}, {210}. На {100} комбинационная штриховка. Зернистый, конкреции (в осадочных горных породах), землистый (мельниковит). (46)</p>	<p>Весьма несовершенная по {100}. Раковистый</p>	<p>Светлый, латунный, желтый, черный (мельниковит). Зеленоваточерная</p>
<p>Миллерит NiS. Co, Fe</p>	<p>Триг., C_{3v}^5-R3m, печочная. Игольчатый, волосовидный, {1010}, {1011}, {1120}. Зернистый, волокнистый, спутанно-волокнистый</p>	<p>Совершенная по {1011}. Неровный</p>	<p>Латунно-желтый. Зеленоваточерная</p>
<p>Полидимит Ni₃S₄. Co, Fe</p>	<p>Куб., O_h^7-Fd3m, координационная. Октаэдрический, {101}, {110}, {311}</p>	<p>Несовершенная по {100}. Неровный, раковистый</p>	<p>Светло-стально-серый</p>
<p>Зигенит (Co, Ni)₃S₄. Se, Ti, Fe, Cu</p>	<p>Куб., O_h^7-Fd3m, координационная. Октаэдрический, {100}, {110}, {111}, {211}. Зернистый</p>	<p>Несовершенная по {100}. Неровный</p>	<p>Белый, светло-серый с розовым оттенком. Черная</p>

5	6	7	8	9	10
44,5—55	4,85— 4,90	5—6	3	Пирит, смайтит, грейтит	В глинах, известняках и угленосных отложениях. Кварц, пирит, кальцит
53	4,9—5,2	6—6,5	3	Халькопирит, пирротин — низкая твердость; марказит — по форме кристаллов и агрегатов	В жилах, колчеданных залежах, метаморфических сланцах, осадочных горных породах, контактово-метасоматических месторождениях. Кварц, кальцит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, золото, магнетит. В глинистых породах встречаются зоо- и фитоморфозы пирита
53—54	5,2—5,6	3—3,5	2	Марказит — тв. 6—6,5	В медно-никелевых месторождениях. Пирит, халькопирит, борнит. Прожилки в измененных ультраосновных породах
45—49	4,5—4,8	4,5—5	П. п. тр. плавится	Линнеит, зигенит, флетчерит, карролит	В сульфидных месторождениях. Миллерит, халькопирит, ульманнит, герсдорфит, бравоит, марказит, сидерит
44—46	4,7—4,8	5—5,5	1,5—2	Линнеит, смальтин, флетчерит, карролит	В сульфидных месторождениях. Пирит, халькопирит, лентландит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
<p>Линнеит Co_3S_4</p>	<p>Куб., O_h^7-Fd3m, координационная. Октаэдрический, {100}, {110}, {111}, {311}</p>	<p>Несовершенная по {100}. Неровный, раковистый</p>	<p>То же Серовато-черная</p>
<i>Медьсодержащие минералы, не</i>			
<p>Ковелли CuS Fe, Ag, Pb</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^4-P6_3/mmc$, слоистая. Пластинчатый, таблитчатый, {0001}, {10$\bar{1}$0}, {10$\bar{1}$1}. Порошковатый, землистый, сажистый, тонкие примазки. (60)</p>	<p>Совершенная по {0001}</p>	<p>Идигово-синий, синевато-черный. Черная</p>
<p>Халькозин Cu_2S Ag, Fe</p>	<p>Ромб., $C_{2v}^{15}-Ab2m$, координационная. Призматический, таблитчатый, бипирамидальный (псевдогексагональный), {001}, {100}, {010}, {011}, {021}, {110}, {111}, {112}. Зернистый, плотный. (63)</p>	<p>Несовершенная по {110}. Раковистый. Ковкий</p>	<p>Свинцово-серый. Темно-серая</p>
<p>Дигенит Cu_{2-x}S</p>	<p>Куб., O_h^5-Fm3m, координационная. Октаэдрический, {111}, {110}. Зернистый</p>	<p>Несовершенная по {111}. Раковистый Раковистый</p>	<p>Свинцово-серый сероватосиний синий, черный. Темно-серая</p>
<p>Штрмейерит AgCuS</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{21}-Cmca$, цепочечная (субкоординационная). Призматический, {001}, {010}, {110}. Зернистый, плотный</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Стально-серый, темный. Темно-серая</p>
<p>Галлит CuGaS_2</p>	<p>Тетр., $D_{2d}^{12}-I42d$, координационная</p>	<p>Отдельность по {001}</p>	<p>Серый. Черная, темно-серая</p>

5	6	7	8	9	10
44—46	4,75— 4,85	5—5,5	2	Кобальтин, полидимит, флетчерит, карролит	В сульфидных медных, и контактово-метасоматических месторождениях. Халькопирит, пирит, кобальтин

включенные в предыдущие группы

$R_o = 10—18,5$; $R_e = 22—27$	4,6—4,7	1,5—2	2,5	Асболаи — реакция на Со; теиорит — нет S, тв. 3—4	В зоне цементации медных сульфидных месторождений; продукт возгона в лавах. Халькозин, халькопирит, блеклые руды, пирит, галенит
15—22,5	5,5—5,8	2,5—3 Ковкий	3	Аргентит; блеклые руды — хрупкие	В зоне цементации медных сульфидных месторождений, осадочных породах, медистых песчаниках (в цементе и псевдоморфозы по древесине). Медь, халькопирит, пирит, ковеллин, борнит, малахит, азурит, куприт, лимонит
19	5,50— 5,71	2,5—3	2	Халькозии	В колчеданных месторождениях. Халькозии, ковеллин, халькопирит, пирит
26—27,5	6,15— 6,35	2,5—3	1	„	В полиметаллических и колчеданных месторождениях. Халькозин, борнит, блеклая руда, серебро, пирит, халькопирит, золото
23—25	4,2	3—3,5	—	Блеклые руды, халькозин, дигенит	В сульфидных рудах. Германиит, рейерит, сфалерит

1	2	3	4
<p>Сульванит Cu₃VS₄. Zn; As — арсено- сульванит</p>	<p>Куб., $T_a^1 - P\bar{4}3m$, коор- динационная. Кубический, {100}, {110}, {111}. Зернистый, плотный</p>	<p>Совершенная по {100}. Раковистый</p>	<p>Бронзово- желтый. Черная, тем- но-серая</p>
<p>Бетехтинит Cu₁₀(Fe, Pb)S₆. Ag</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{25} - Immm$, ленточная (цепочеч- ная). Игольчатый, {001}, {100}, {011}, {105}. Игольчатый, зернистый</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Стально-се- рый с фиоле- товым оттен- ком, черный с буроватым оттенком</p>
<p>Германит Cu₃(Ge, Fe)S₄. (As, Zn, Ga)</p>	<p>Куб., $T_a^3 - \bar{I}43m$, кар- касная. Зернистый</p>	<p>Неровный</p>	<p>Серый с тем- но-красным оттенком. Темно-серая до черной</p>
<i>Сернистые соединения, н</i>			
<p>Юшкинит V_{1-x}SX Xn [(Mg, Al) (OH₂)]</p>	<p>Триг., $C_{3v}^1 - P3m1$, слоистая. Тонкочешуйчатый</p>	<p>Совершенная по {0001}</p>	<p>Розово-фио- летовый</p>
<p>Молибденит (мо- либденовый блеск) MoS₂. Re</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, слоистая. Пластинчатый, таблит- чатый, {0001}, {10$\bar{1}$5}, {10$\bar{1}$0}. Чешуйчатый, листоватый, плотный, рентгеноаморфный (иордзит). (60)</p>	<p>Весьма совер- шенная по {0001}</p>	<p>Свинцово- серый. Голубовато- серая, бле- стящая, при растирании зеленеет</p>
<p>Тунгстенит WS₂. Ag, Fe, Cu</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, слоистая. Пластинчатый, чешуй- чатый, {0001}. Тонкочешуйчатый</p>	<p>Ясная по {0001}</p>	<p>Свинцово-се- рый. Темно- серая</p>
<p>Галенит PbS. Ag, Bi, Se</p>	<p>Куб., $O_h^5 - Fm\bar{3}m$, коор- динационная. Кубический, октаэдри- ческий, {100}, {111}, {110}, {211}, {221}. Зернистый, плотный (свинчак). (45)</p>	<p>Совершенная по {100}. Слабоковкий</p>	<p>Свинцово-се- рый. Темно-серая</p>

5	6	7	8	9	10
25—28	3,84— 4,01	3,5	—	Пирротин, кубанит, халькопирит	В кварцевых жилах. Золото, раскозлит, апатит, сфалерит, пирротин, галенит. В известняках и доломитах
32	6,14	Около 4	—	Джемсонит, буланжерит, козалит	В тонких прожилках, секущих медистые песчаники. Серебро, халькозин, борнит, галенит, кальцит, урановая смолка
21—22	4,46— 4,59	4	5	Борнит, энаргит	В жильных месторождениях. Галенит, теннантит, сфалерит, энаргит

включенные в предыдущие группы

18,5—34,5	2,94	<1 Мягкий, пластич- ный	—	Растворяется в HCl и HNO ₃ . Борнит	В кварц-карбонатных жилах. Флюорит, сфалерит, сульфванит
15—36; R _o =15, R _e =36	4,7— 4,99	1	7	Графит — цвет, более темная черта, меньшая плотность; тетрадимит — легкоплавкий	В кварцевых и пегматитовых жилах, скарнах, вторичных кварцитах, вкрапленность в кислых горных породах и медистых песчаниках. Полевые шпаты, флюорит, вольфрамит, слюды
—	7,18—7,4	2,5	7	Молибденит, графит	В контактово-метасоматических месторождениях. Шеелит, вольфрамит, пирит, галенит, сфалерит, аргентит
43	7,4—7,6	2,5—3	3	Антимонит и буланжерит — содержат Sb; аргентит — нет спайности	В кварц-сульфидных жилах, залежи и вкрапленность в известняках и др. Сфалерит, пирит, халькопирит, блеклые руды, марказит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
<p>Аргентит Ag_2S. Существует при $T > 179^\circ\text{C}$ (при $T < 179^\circ\text{C}$ устойчива мон. модификация — акантит)</p>	<p>Куб., $O_h^9 - Im\bar{3}m$, координационная. Кубический, октаэдрический, {100}, {111}, {110}, {211}. Плотный, примазки, волосовидный, землистый (чернь серебряная)</p>	<p>Раковистый. Ковкий, режется ножом, как свинец</p>	<p>Свинцово-, темно-серый. Серая, блестящая</p>
<p>Акантит Ag_2S</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$, координационная. Призматический, бипирамидальный, {001}, {010}, {100}, {110}, {011}. Плотный, землистый (серебряная чернь); параморфозы по аргентиту</p>	<p>Неровный. Ковкий, режется ножом, как свинец</p>	<p>Железно-черный. Серая блестящая</p>
<p>Метациннабарит HgS. Zn — гвадалкацарит; Se — онофрит</p>	<p>Куб., $T_d^2 - F\bar{4}3m$, координационная. Тетраэдрический, {111}, {111}. Порошковатый, налеты</p>	<p>Неровный, раковистый</p>	<p>Серовато-коричнево-черный. Черная</p>
<p>Алабандин MnS. Fe — ферроала — бандин</p>	<p>Куб., $O_h^5 - Fm\bar{3}m$, координационная. Кубический, октаэдрический, {100}, {111}, {110}. Зернистый</p>	<p>Совершенная по {100}</p>	<p>Железно-черный, стальнo-серый; в тонких осколках — зеленый. Зеленая</p>
<p>Гауерит MnS_2</p>	<p>Куб., $T_h^6 - Pa\bar{3}$, островная. Октаэдрический, додекаэдрический, {100}, {110}, {111}, {210}. Зернистый, плотный</p>	<p>Совершенная по {100}. Неровный, раковистый</p>	<p>Коричневатосерый, буровато-черный. Красноватобурая</p>
<p>Сфалерит ZnS. Mn, In, Ga, Ge; Cd — пршибрамит; Fe — марматит</p>	<p>Куб., $T_d^2 - F\bar{4}3m$, координационная. Тетраэдрический, додекаэдрический, {100}, {111}, {111}, {110}. Зернистый, землистый (брункит). (45)</p>	<p>Совершенная по {110}</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, желтый (клейофан), зеленый, красный, бурый, черный (марматит). Желтая, бурая</p>

5	6	7	8	9	10
30—37	7,2—7,4	2—2,5	1,5	Халькозин — содержит Cu; галенит	В кварцевых, кварц-карбонатных, баритовых жилах. Прустит, пираргирит, сульфиды Ni и Co, галенит, серебро, блеклые руды, настуран
30—37	7,19—7,24	2—2,5	П. п. тр. плавится со вспучиванием	Халькозин, аргентит	В жильных и сульфидных свинцово-цинковых месторождениях. Аргентит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, серебро, прустит, пираргирит
28,8	7,64—7,68	3	П. п. тр. возгоняется	Блеклые руды, тенорит	В ртутных месторождениях. Экзогенное происхождение. Марказит, антимонит, реальгар, барит
20—24	3,9—4,1	3,5—4	П. п. тр. плавится с трудом	Слабо магнитен. Блеклые руды, сфалерит, гауерит	В жильных месторождениях. Родохрозит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, золото. В метаморфизованных марганцевых рудах
22—26	3,463	4	П. п. тр. плавится	Алабандин, манганит, гаусманит	В осадочных горных породах и осадочных марганцевых рудах. Пирит, марказит, сера, гипс, кальцит
R = 17; n = 2,37	3,9—4,1	3,5—4	6	Вольфрамит — спайность по одному направлению; энаргит — содержит Cu; вюрцит	В жилах, колчеданных залежах, вкрапленность в известняках. Галенит, пирит, халькопирит, барит, кварц

1	2	3	4
Вюртцит ZnS. Fe, Cd, Ge	Гекс., $C_{60}^4 - P6_3mc$, координационная. Пирамидальный, пластинчатый, $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$. Лучистый, волокнистый, зернистый, концентрически-слоистый. (60)	Совершенная по $\{10\bar{1}0\}$, несовершенная по $\{0001\}$. Раковистый	Бесцветный, красновато-бурый, бурочерный. Коричневая
Куперит PtS. Pd, Ni, Ru, Ir	Тетр., $D_{4h}^9 - P4_2/mmc$, координационная. Призматический, $\{001\}$, $\{100\}$. Отдельные зерна	Сп. по $\{101\}$. Раковистый	Стально-серый
Лаурит RuS ₂ . Os, Ir	Куб., $T_h^6 - Pa3$, островная. Октаэдрический, кубический, пентагондодекаэдрический, $\{100\}$, $\{111\}$, $\{210\}$, $\{211\}$, $\{321\}$	Совершенная по $\{111\}$. Неровный	Железно-черный Темно-серая
<i>Мышьяковые, сурьмяные и висмутовые соединения</i>			
Мышьяк As. Sb, Fe, S	Триг., $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, слоистая. Ромбоэдрический, псевдокубический, $\{0001\}$, $\{0111\}$, $\{1012\}$. Натечные, почковидные и скорлуповатые образования, землистый. (55)	Совершенная по $\{0001\}$, несовершенная по $\{1012\}$. Раковистый	Оловянно-белый в свежем изломе, быстро темнеет до черного. Белая
Домейкит Cu ₃ As. Sb	Куб., $T_d^6 - I43d$, координационная. Плотный, почковидный, зернистый	Неровный	Серебряно-белый, стальносерый; наблюдается побегалость. Черная
Альгодонит Cu ₆₋₇ As	Ромб., —, координационная. Изометрический. Почковидный, зернистый, плотный	Несовершенная. Раковистый	Серебряно-белый

5	6	7	8	9	10
$n_e = 2,378;$ $n_o = 2,356$	3,98— 4,5	3,5—4	7	Сфалерит	В жилах и колчеданных месторождениях. Марказит, сфалерит, халькопирит, сидерит
36—40	9,5—10,2	4,5		Не растворяется в царской водке. Сперрилит, брэггит	Вкрапленность в поритах и дунитах. Платина, брэггит, сперрилит, халькопирит, пентландит, пирротин
39—48	6,2—7,5	7,5	7	В кислотах не растворяется	В платиноносных россыпях и гипербазитах. Сперрилит, куперит
<i>не включенные в предыдущие группы — бессернистые</i>					
50—62	5,63— 5,78	3,5	Возгорается при 604 °С	Сурьма, висмут, домейкит, альгодонит	В жилах. Серебро, кальцит, реальгар, аурипигмент, прустит, смальтин, хлорантит, сфалерит
55	7,4—7,9	3—3,5	2	Слабо ковок. Альгодонит, серебро, висмут.	В жилах, халькозин-борнитовых и галенитовых рудах. Медь, серебро, арсениды Ni и Co
66,5	8,05—8,6	4	2	Домейкит	Прожилки в сульфидных месторождениях, медистых песчаниках

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
Лёллингит FeAs_2 . Co, Ni, Bi	Ромб., $D_{2h}^{12}-Pnnt$, островная. Призматический, бипи- рамидальный, {010}, {110}, {140}, {101}, (64)	Несовершенная по {010} и {101}. Неровный	Серебряно-бе- лый, стально- серый. Серовато-чер- ная
Сафлорит (Co, Fe)As ₂ . Ni, Bi, S	Ромб., $D_{2h}^{11}-Pbct$, островная. Призматический, {010}, {110}, {120}, {101}. Зернистый, лучистый, концентрически-зональ- ный. (63)	Несовершенная по {110}. Неровный	Белый, серый. Серовато-чер- ная
Скуттерудит CoAs ₃ . Ni, Fe, Bi, S	Куб., $T_h^5-Im\bar{3}$, остров- ная. Кубический, кубоокта- эдрический, {100}, {111}, {110}	Несовершенная по {100}. Неровный, рако- вистый	Белый. Серовато-чер- ная
Смальтин (шмальтин) (Co, Ni)As _{3-x} . Fe	Куб., $T_h^5-Im\bar{3}$, остров- ная. Кубический, октаэдри- ческий, {100}, {111}, {210}. Зернистый	Несовершенная по {111} и {100}. Неровный	Оловянно-бе- лый, стально- серый. Серовато-чер- ная
Хлоантит NiAs ₃ . Co, Fe, Cu, S	Куб., $T_h^5-Im\bar{3}$, остров- ная. Кубический, октаэдри- ческий, {100}, {111}, {110}. Зернистый	То же	То же
Никелин NiAs. Fe, Co, Sb	Гекс., $D_{6h}^4-C6_3Imc$, координационная. Призматический, таб- литчатый, {0001}, {1010}, {1011}. Зернистый, почковид- ный, лучистый	Несовершенная по {1010}. Неровный	Бледно-, мед- но-красный Буровато- черная
Раммельсбергит NiAs ₂ . Co, Sb, S	Ромб., $D_{2h}^{12}-Pmnn$, островная. Призматический, {110}, {101}, {010}. Зернистый, волокни- стый, колломорфный.	Несовершенная по {110}. Неровный	Оловянно-бе- лый Серовато-чер- ная

5	6	7	8	9	10
48—57	7—7,4	5—5,5	2	Арсенопирит, глаукокодот	В жилах. Арсенопирит, золото, висмут, пирит, арсениды Ni и Co
51,5—58	7—7,3	4,5—5	3	Арсенопирит, леллингит, раммельсбергит, скуттерудит, хлоантит	В жилах. Смальтин, хлоантит, никелин, аргентит, серебро, висмут, леллингит
60	6,5—6,79	5,5—6	Легкоплавкий	Саффлорит, хлоантит	В жильных месторождениях. Серебро, висмут, хлоантит, аргентит, никелин, сафлорит, раммельсбергит
50—58	6,4—6,8	5,5—6	1	Хлоантит — по составу; сафлорит — оптически анизотропен	В карбонатных и кварц-карбонатных жилах. Серебро, висмут, хлоантит, аргентит, никелин, сафлорит, раммельсбергит, арсенопирит
50—58	6,4—6,8	5,5—6	1	Скуттерудит	В карбонатных и кварц-карбонатных жилах. Серебро, висмут, скуттерудит, аргентит, никелин, сафлорит, раммельсбергит, арсенопирит
53	7,6—7,8	5—5,5	2	Пирротин, борнит — меньше твердость	В карбонатных и кварц-карбонатных жилах. Скуттерудит, прустит, пираргирит, хлоантит
52—58	6,9—7,2	5—6	П. п. тр. плавится	Саффлорит	В жилах. Хлоантит, скуттерудит, сафлорит, никелин, висмут, серебро, аргентит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
Сперрилит PtAs ₂ . Cu, Fe, Rh, Pd, Sb	Куб., T_h^6 — $Pa\bar{3}$, островная. Кубический, октаэдрический, {100}, {111}, {110}. Обычно хорошо образованные кристаллы	Несовершенная по {100}	Оловянно-белый Темно-серая
<i>Сурьмяные</i>			
Сурьма Sb. As, Ag, Fe	Триг., D_{3d}^5 — $R\bar{3}m$, слоистая. Ромбоэдрический, пластинчатый, {0001}, {10 $\bar{1}$ 2}. Зернистые и почковидные выделения	Совершенная по {0001}. Неровный	Оловянно-белый с желтой побежалостью. Буровато-серая
Дискразит Ag ₃ Sb	Ромб., C_{2v}^1 — $Pmm2$, координационная. Дипирамидальный, {111}, {021}. Зернистый, листоватый	Совершенная по {011} и {001}. Неровный	Серебряно-белый. Серебряно-белая
Брейтгауптит NiSb. Co, Fe, As	Гекс., D_{6h}^4 — $C6_3/mmc$, координационная. Таблитчатый, {0001}, {10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}	Несовершенная по {0001}. Неровный	Светло-медно-красный, ближе к фиолетовому. Темная красновато-коричневая
<i>Висмутовые</i>			
Висмут Bi. Fe, As, Sb, S	Триг., D_{3d}^5 — $R\bar{3}m$, слоистая. Пластинчатый, ромбоэдрический, {0001}, {10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}. Дендриты, пластинки, зернистый	Совершенная по {0001}	Белый с желтоватым оттенком; красноватая побежалость. Белая
Мальдонит Au ₂ Bi	Куб., O_h^7 — $Fd\bar{3}m$, координационная. Октаэдрический (искусств.). Зернистый	Ясная по {100}.	Серебряно-белый с розоватым оттенком (в свежем изломе)

5	6	7	8	9	10
52,5—56,5	10,58	6—7	П. п. тр. легко плавится с выделением Pt и As ₂ O ₃	Куперит, лаурит	Вкрапленность в медно-никелевых сульфидных рудах. Пентландит, куперит, брэггит. В россыпях
<i>соединения</i>					
55—67,5	6,61—6,72	3—3,5	1	Очень хрупка, в открытой трубке улетучивается. Дискразит — реакция на Ag	В кварц-сульфидных жилах. Антимонит, скуттерудит, сфалерит, галенит, арсенопирит, серебро
61—66	9,63—9,82	3,5	1	Сурьма, висмут, серебро	В жильных месторождениях, богатых серебром. Серебро, карбонаты, барит, пираргирит, халькопирит
44—48	8,23	5,5	П. п. тр. плавится с трудом	Никели — реакция на As	В жилах. Ульманнит, никелин, кобальтин, галенит, сфалерит, серебро
<i>соединения</i>					
62—67	9,78—9,83	2,1—2,5	1	Серебро, сурьма	В пегматитовых и кварц-карбонатных жилах. Висмутин, касситерит, молибденит, галенит, серебро, настуран, берилл, арсениды Ni и Co
53,5—56	15,46—15,7	1,5—2 Ковкий	П. п. тр. легко плавится. Королек Au	Висмут	В золотоносных кварцевых жилах и гранатовых скарнах. Золото, висмут

1	2	3	4
Теллурувисмутит Bi_2Te_3 . Se, S	Триг., $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, слоистая. Листоватый, пластинчатый	Совершенная по {0001}. Листочки гибкие	Свинцово-серый. Серая
<i>Селенистые и теллуристые</i>			
Теллур Te. Au, Se, Fe, Cu	Триг., $D_3^4 - P3_121$ и $D_3^6 - P3_221$, цепочечная Призматический. {1010}, {1011}, {0111}. Тонкозернистый, плотный	Совершенная по {1010}, несовершенная по {0001}	Оловянно-белый. Серая
Селен Se	Триг., $D_3^4 - P3_121$ и $D_3^6 - P3_221$, цепочечная. Призматический, {1010}, {1011}, {0111}. Войлокоподобные агрегаты. (55)	Несовершенная по {0112}	Серый, просвечивает красным цветом. Красная
Клокманнит CuSe	Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, слоистая. Зернистый	Совершенная по {0001}	Темно-серый, изменяющийся в синевато-черный
Клаусталит PbSe . Co, Cu, As, S	Куб., $O_h^5 - Fm\bar{3}m$, координационная. Тоикозернистый	Совершенная по {100}. Зернистый	Свинцово-серый с голубоватым оттенком. Темно-серая
Ферроселит FeSe_2	Ромб., $D_{2h}^{12} - Pnnm$, островная. Призматический, {110}, {011}	Совершенная	Стально-серый, оловянно-белый. Серая
Сильванит AuAgTe_4	Мон., $C_{2h}^4 - P2/c$, островная. Призматический, {100}, {010}, {001}, {111}. Зернистый, дендриты	Совершенная по {010}. Неровный	Серебряно-белый. Серая

5	6	7	8	9	10
60,0—64,5	7,815	1	1 П. п. тр. легко улету- чивается	Тетрадимит, жозент А, жозент В	В золотоносных кварцевых жилах. Золото, сульфиды, другие минералы Те

ристые соединения

63	6,1—6,3	2—2,5	1 П. п. тр. улету- чивается, сильно дымит и горит зелено- ватым пламе- нем	Растворяется в водном рас- творе КОН. Мышьяк	В жильных место- рождениях. Золото, теллуриды Ag и Au, пирит, галенит, кварц, барит. В зо- не выветривания
55—63	4,80	2	1 П. п. тр. улету- чивается	Гибкий	В зоне гипергенеза — продукт выветри- вания селенидов
$R_o=10-18,5$; $R_e=24-35$	5,99	3	—	Ковеллин, умангит, берцеллианит	В жилах. Клауста- лит, умангит, берце- ллианит, настуран
40—50	8,08— 8,22	2,5—3	П. п. тр. улету- чивается, не плавясь	Галенит, ал- таит	В жилах с селени- дами меди и ртути. В уран-ванадиевых месторождениях
32,5—46	7,21	6—6,5	П. п. тр. плавит- ся	Марказит, арсенопирит, леллингит	В осадочных поро- дах. Пирит, марка- зит, халькопирит
46—57	8,07— 8,24	2,0	2	Қалаверит, креннерит	В жильных место- рождениях. Қалаве- рит, сфалерит, арсе- нопирит, пирит, бу- ланжерит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
<p>Гессит Ag_2Te. F, Bi, Au, S</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$, координационная. Псевдокубический, изометрический, {100}, {111}, {110}. Тонкозернистый, плотный</p>	<p>Несовершенная по {100}</p>	<p>Стально-, свинцово-серый</p>
<p>Алтаит $PbTe$. Se, S, Ag, Au</p>	<p>Куб., $O_h^5 - Fm\bar{3}m$, координационная. Кубический, октаэдрический, {100}, {111}, Зернистый, плотный</p>	<p>Совершенная по {100}. Неровный, раковистый</p>	<p>Оловянно-белый с желтоватым оттенком. Черная</p>
<p>Кислородные Железосодержа</p>			
<p>Гётит (игольчатая железная руда) $\alpha\text{-FeOOH}$. Мп, Al, H_2O — гидротётит</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{16} - Pbnm$, почечная. Игольчатый, волокнистый, {010}, {110}, {021}, {101}, {120}. Натечный, игольчатый, землистый, плотный. (65)</p>	<p>Совершенная по {010}. Неровный, заостренный</p>	<p>Темно-буровато-черный. Желтовато-бурый, желтый</p>
<p>Лепидокрокит (рубиновая слюдка) $\gamma\text{-FeOOH}$. Мп, Al, H_2O</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{17} - Cmc$, слоистая. Пластинчатый, чешуйчатый, {100}, {010}, {001}, {011}, {401}. Землистый, плотный, чешуйчатый</p>	<p>Совершенная по {010}. Неровный</p>	<p>Рубиново-, темно-красный. Оранжевый</p>
<p>Лимонит (бурый железняк). Полиминеральная смесь примерного состава $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Si, Ni, Co, Мп, Al, Cu, Au, Pb</p>	<p>Тонкокристаллический, плотный натечный, скорлуповатый, почковидный (бурый стеклянная голова), шаровидный (бобовая руда), землистый (охра)</p>	<p>Неровный, раковистый</p>	<p>Бурый, буровато-желтый, черный. Бурый, желтовато-бурый</p>

5	6	7	8	9	10
40—43	8,24— 8,45	2—3 Режется ножом	2	Галенит	В жильных месторождениях. Теллуриды серебра и золота, золото, пирит, галенит, алтант, блеклые руды
52—61	8,19	3	1,5	Галенит, клаусталит	В колчеданных и полиметаллических месторождениях. Золото, серебро, аргентит, галенит, пирит, халькопирит, пирротин

соединения
щелочные минералы

13—17,5	4,28	5—5,5	6	Медленно растворяется в HCl. Гематит, лепидокрокит, акаганеит, ферригидрит, ферроксигит	В зоне окисления сульфидных месторождений, в осадочных породах; входит в состав бурых железняков. Гематит, лепидокрокит, минералы глин, оксиды и гидроксиды марганца
16—20,5	3,84— 4,1	4	5—6	Растворяется в HCl. Гематит, гётит, акаганеит, ферроксигит	В осадочных породах; входит в состав бурых железняков. Гётит, гематит
17	3,3—4	4—5,5	5	Гематит, марганцевые минералы, глины, бокситы	В зоне окисления сульфидных месторождений, корах выветривания ультраосновных пород и в осадочных породах. Гематит, магнетит, псиломелан, магнезит, халцедон, малахит

1	2	3	4
<p>Магнетит (магнитный железняк) $FeFe_2O_4$. Ti, V, Mg, Mn, Cr, Al</p>	<p>Куб., O_h^7-Fd3m, координационная. Октаэдрический, ромбодекаэдрический, {110}, {111}, {311}. Зернистый, землистый. Мушкетовит—псевдоморфоза по гематиту. (49)</p>	<p>Отдельность по {111}. Неровный, раковистый</p>	<p>Черный, темно-серый, Черная</p>
<p>Франклинит $ZnFe_2O_4$. Mn, Mg, Al</p>	<p>Куб., O_h^7-Fd3m, координационная. Октаэдрический, ромбодекаэдрический, {110}, {111}. Зернистый</p>	<p>То же</p>	<p>Черный, буровато-черный Красновато-бурый</p>
<p>Якобсит $MnFe_2O_4$. Zn, Al, Mg</p>	<p>Куб., O_h^7-Fd3m, координационная. Октаэдрический, {110}, {111}, {331}. Зернистый</p>	<p>Отдельность по {111}</p>	<p>Черный, буровато-черный. Красновато-или буровато-черная</p>
<p>Магнезиоферрит $MgFe_2O_4$. Ti, Mn, Al</p>	<p>Куб., O_h^7-Fd3m, координационная. Октаэдрический, {110}, {111}</p>	<p>Отдельность по {111}. Неровный</p>	<p>Черный. Черная</p>
<p>Гетеролит $ZnMn_2O_4$</p>	<p>Тетр., $D_{4h}^{19}-I_4/amd$, координационная. Псевдооктаэдрический, {001}, {101}. Зернистый, корочки</p>	<p>Несовершенная по {001}. Неровный</p>	<p>Черный. Темно-коричневая</p>
<p>Герцинит $FeAl_2O_4$. Mg, Mn, Cr</p>	<p>Куб., C_h^7-Fd3m, координационная. Кристаллы не найдены. Тонкозернистый</p>	<p>—</p>	<p>Черный. Темно-серовато-зеленая</p>

5	6	7	8	9	10
20—22	4,8—5,3	5,5—6	7	Гематит, ильменит, хромит — не магнитны	В магматических и метаморфических породах, контактовых месторождениях, россыпи. Гранаты, пироксены, полевые шпаты, оливин, пирит, ильменит, апатит, эпидот
17—19	5,07—5,22	5,5—6,5	7	Слабо или сильно магнитен. Растворяется в HCl с выделением Cl. Магнетит, магнезиоферрит, якобит	В контактово-метасоматических месторождениях. Цинкит, виллемит, кальцит, ганит, аксинит, родонит
17	4,75—4,93	5,5—6,5	7	Слабо или сильно магнитен. Браунит, гаусманит, магнетит	В жилах, контактово-метасоматических и метаморфогенных месторождениях. Гематит, гаусманит, псиломелан, родонит, барит, пирит, гранат, родохрозит
20	4,56—4,67	6—6,5	7	Магнетит	В жилах в основных горных породах, вкрапленность в базальтах, отложения фумаролл. Гематит, кальцит, кварц, пирит
13—18	4,85—5,18	6	6	На угле при восстановлении с содой дает налет ZnO. Гаусманит	В жилах. Кальцит, франклинит, виллемит
—	3,90—4,42	7,5—8	6	В кислотах почти не растворяется. Шпинель	В основных и метаморфических породах. Корунд, силлиманит, кордиерит, флогопит

1	2	3	4
<p>Хромит (хромистый железняк) $FeCr_2O_4$. Mn, Al; много Mg — магнезно-хромит (Mg, Fe^{2+}) (Cr, Al)₂O₄</p>	<p>Куб., $O_h^7-Fd\bar{3}m$, координационная. Октаэдрический, {110}, {111}, {331}. Зернистый</p>	<p>Неровный, раковистый</p>	<p>Черный, буроватый. Бурая</p>
<p>Маггемит Fe_2O_3. Ti</p>	<p>Куб., T^4-P2_13, координационная. Плотный, землистый, оолиты, бобовины</p>	<p>Неровный</p>	<p>Черный, темно-бурый. Темно-бурая</p>
<p>Гематит (железный блеск) Fe_2O_3. Mg, Mn; Ti — титаногематит; Al — алюмогематит</p>	<p>Триг., $D_{3d}^6-R\bar{3}c$, координационная. Таблитчатый, чешуйчатый, {0001}, {1011}, {1014}, {2243}. Пластинчатый, чешуйчатый (железная слюда), землистый и плотный (красный железняк), почковидный (красная стеклянная голова). Мартит — псевдоморфоза по магнетиту. (56)</p>	<p>Отдельность по {0001} и {1011}</p>	<p>Железно-черный до стального-серого. Агрегаты землистого строения — буровато-красные. Вишнево-красная</p>
<p>Ильменит (титанистый железняк) $FeTiO_3$. Mn, Mg — пикроильменит</p>	<p>Триг., $C_{3i}^2-R\bar{3}$, координационная. Таблитчатый, толсто-таблитчатый, изометрический, {0001}, {1011}, {1120}, {0221}, {2243}. Зернистый. (56)</p>	<p>Неровный, раковистый</p>	<p>Железно-черный до стального-серого. Черная</p>
<p>Ильменорутит $(Ti, Nb, Fe)_3O_6$. V, Cr, Ta</p>	<p>Тетр., $D_{4h}^{14}-P4_2/mnt$, цепочечная. Призматический, {100}, {110}, {111}, {101}. Зернистый. (54)</p>	<p>Неровный</p>	<p>Черный. Серовато-черная с зеленоватым оттенком</p>

5	6	7	8	9	10
14	4,6—5,09	5,5—7,5	7	Хромит — иногда магнитен; магнетит — магнитен; гематит — черта вишнево-красная; ильменит — черта черная	В дунитах, серпентинитах, перидотитах. Оливин, серпентин, магнетит, уваровит, фуксит, кеммерерит, кочубеит, шуйскит
18—20	4,7—4,9	5	7	Магнетит, гематит	В латеритных месторождениях лимонита. Магнетит, гематит
25	5—5,3	5,5—6	7	Магнетит и ильменит черная черта; хромит — бурая черта	В метаморфических породах («железистые кварциты»), зоне окисления, кварцевых жилах и жилах альпийского типа. Кварц, кальцит, тальк, пирит, лимонит, магнетит, ильменит
17	4,6—4,8	5—6	7	В кислотах не растворяется. Часто слабо магнитен. Магнетит, гематит — вишнево-красная черта; хромит — бурая черта	В магматических породах, амфиболитах, россыпях. Полевые шпаты, слюды, нефелин, циркон, магнетит, апатит
16	3,8—4,9	6—6,5	7	Колумбит, танталит	В пегматитовых жилах. Ильменит, сфен, биотит, колумбит, апатит

1	2	3	4
Струверит (Ti, Ta, Fe) ₃ O ₆ . V, Cr, Ta, Sc	Тетр., $D_{4h}^{14}-P4_2/mnm$, цепочечная. {100}, {110}, {111}, {101}	„	Черный. Черная
Вольфрамит (Fe, Mn)WO ₄ (твердый раствор ферберита FeWO ₄ и гюбнерита MnWO ₄)	Мон., C_{2h}^4-P2/c , цепочечная. Призматический, {100}, {010}, {001}, {110}. Таблитчатый, пластинчатый, зернистый. (74)	Совершенная по {010}. Неровный	Черный, буровато-черный (ферберит), красновато-бурый, красный (гюбнерит). Бурая, черная
Колумбит (Fe, Mn)Nb ₂ O ₆ . Ta, Sn, V, U, Th, Mg	Ромб., $D_{2h}^{14}-Pbcp$, цепочечная. Пластинчатый, призматический, {100}, {010}, {001}, {110}, {111}. (65)	Совершенная по {010}. Неровный, раковистый	Черный. Черная
Тангалит (Fe, Mn)Ta ₂ O ₆ . Nb, Sn, W, Ti, U, Th	Ромб., $D_{2h}^{14}-Pbcp$, цепочечная. Пластинчатый, призматический, {100}, {010}, {001}, {110}, {111}	То же	Черный, красновато-черный (мангангангалит). Черная до темно-красной
Псевдобрукит Fe ₂ TiO ₅ . Mg	Ромб., $D_{2h}^{17}-Bbmt$, цепочечная. Призматический, игольчатый, таблитчатый, {100}, {010}, {110}, {210}, {101}	Ясная по {010}. Неровный	Красновато-, темно-коричневый, черный. Красновато-коричневая, желтая
Сребродольскит Ca ₂ Fe ₂ O ₅	Ромб., D_{2h}^7-Pmna . Таблитчатый, {010}. Зернистый	Неровный	Черный. Серовато-коричневая

5	6	7	8	9	10
	4,9—5,6	6—6,5	7	То же	В жилах гранитных пегматитов и грейзенах. Кварц, топаз, касситерит
14—17	6,7—7,51 (гюбнерит 6,7— 7,35; ферберит 7,3— 7,51)	4,5—5,5	5 (ферберит); 4 (гюбнерит)	Сфалерит, гематит, рутил, касситерит, колумбит	В кварцевых жилах, грейзенах, сульфидных жилах, пегматитах. Кварц, шеелит, флюорит, слюды, полевые шпаты, берилл, молибденит
14—17	5,0—6,35	6	7	Ильменит — отрицательная реакция на Nb; вольфрамит — сп. совершенная по {010}; самарскит, эшинит, танталит, тапнолит	В пегматитовых жилах. Вольфрамит, касситерит, монацит, циркон, турмалин
14—17	6,35— 8,15	6—6,5	7	Колумбит, тапнолит, вольфрамит, ильменит	В жилах гранитных пегматитов. Вольфрамит, монацит, берилл, турмалин, сподумен, поллуцит, лепидолит, топаз
$n_g \approx 2,42$, $n_p \approx 2,38$, $R = 15,6$	4,33— 4,39	6	П. п. тр. плавится с трудом	Брукит, рутил	В трещинах и пустотах молодых вулканических пород. Тринимит, гематит, сандин, гиперстен, апатит, топаз
$n_g \approx 2,27$, $n_m \approx 2,25$, $n_p \approx 2,24$	4,04	5,5	4,5 (сплавляется в черное стекло)	Растворяется в HCl. Слабо магнитен	В зоне техногенеза, при горении отвалов пород угольных месторождений

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
Рансьент (Ca, Mn)Mn ₄ O ₉ · ·3H ₂ O	Гекс. Тонковолокнистый, радиально-лучистый, скрытокристаллический, волокнистый, мягкие массы	Неровный	Серебристо-серый, бурый, фиолетовый, буровато-черный. Темно-коричневый
Манганит MnOOH	Мон., C _{2h} ⁵ —B2 ₁ /d, цепочечная. Призматический, игольчатый, {001}, {110}, {101}. Тонкозернистый, натечный, волокнистый, оолиты. (64)	Совершенная по {010}. Неровный	Темный, стально-серый, черный. Бурая, красновато-бурая
Пиролюзит MnO ₂ . Fe, Si, H ₂ O	Тетр., D _{4h} ¹⁴ —P4 ₂ /mm, цепочечная. Призматический, (полланит), {110}, {210}, {111}, {101}. Землистый, порошковатый, конкрецин. (51)	Несовершенная по {110} (полланит). Неровный	Серый (полланит), черный. Черная
Браунит 3Mn ₂ O ₃ ·MnSiO ₃ . Mg, Ca, Ba; Fe — феррибраунит	Тетр., D _{4h} ¹⁷ —I4/mmm, координационная. Бипирамидальный, призматический, {100}, {110}, {101}. Плотный, зернистый. (51)	Совершенная по {101}. Неровный	Черный, буровато-черный, стально-серый. Буровато-черная
Гаусманит MnMn ₂ O ₄ . Fe, Mg, Ca, Ba	Тетр., D _{4h} ¹⁹ —I4/amd, координационная. Бипирамидальный, призматический, {111}, {112}, {221}. Зернистый. (51)	Совершенная по {001}. Неровный	Буровато-черный. Коричневая, красновато-бурая
Пснломелан BaMnMn ₇ O ₁₆ · ×3H ₂ O. Ca, W, Zn, Co — асболян	Ромб., D ₂ ¹ —P222, цепочечная. Тонкокристаллический, плотные, натечные, землистые (вад), дендриты, оолиты, конкрецин	Неровный, раковистый	Черный, буровато-черный, темно-серый. Черная, коричневая

Марганецосодерж

5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	----

щие минералы

$n_e=2,275,$ $n_o=2,15$	3,2—3,3	—	4	Таканелит	В осадочных месторождениях марганца и железа. Гётит, сидерит, пиролюзит, галлуазит
15—21	4,2—4,33	3,5—4	5	Псиломелан, пиролюзит, гаусманит, браунит	В жилах, осадочных месторождениях марганца. Барит, кальцит, сидерит, браунит, гаусманит, пиролюзит, лимонит
27—37	5,07—5,24	6—6,5 (кристалл); 2—6 (агрегат)	7	Растворяется в HCl с выделением Si. Оксиды Mn	В осадочных месторождениях, марганцевых шляках. Манганит, псиломелан, браунит, лимонит
16—21	4,72—4,90	6—6,5	7	Растворяется в HCl с выделением Si и студенистого SiO ₂ . Оксиды марганца — меньшая твердость	В метаморфизованных первично-осадочных породах, жилах. Кварц, барит, пирит, пиролюзит, псиломелан, гаусманит
13—20	4,7—4,9	5—5,5	7	Растворяется в HCl с выделением Si. Оксиды Mn	В жилах и метаморфизованных осадочных месторождениях. Браунит, манганит, магнетит, гематит, доломит, барит
23,7—31,3	4,4—4,7	4—6	5	Легко растворяется в HCl с выделением Si. Оксиды Mn	В зоне окисления марганцевых месторождений, жилах. Пиролюзит, браунит, гаусманит, родохрозит, лимонит

1	2	3	4
<i>Минералы, не включе.</i>			
Графит C. Si, Fe, Ca	Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, слоистая. Пластинчатый, таблитчатый, {0001}, {1010}. Чешуйчатый.	Весьма совершенная по {0001}	Темно-черный, черный. Черная.
Шунгит $C_{79}H_{19}O_{1,5}N_{0,3}$. V, Ni, Mo, Ti	Гекс. Плотный, скрытокристаллический	Раковистый	Черный. Черная
Свинец Pb. Ag, Au, Sb	Куб., $O_h^5 - Fm\bar{3}m$, координационная. Октаэдрический. Зернистый, пластинчатый, дендриты	Крючковатый	Свинцово-серый (в свежем изломе). Серая
Цинк Zn. Cd	Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, координационная. {0001}, {1010}, {1011} (искусственные кристаллы). Зернистый	Совершенная по {0001}. Хрупкий	Белый, серовато-белый
Олово Sn. Pb, Cu	Тетр., $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, координационная. Призматический, таблитчатый, {001}, {100}, {110} (искусственные кристаллы). Зернистый, пластинчатый, проволочный	Крючковатый	Оловянино-, серовато-белый. Серая блестящая
Медь Cu. Au, Ag, Fe	Куб., $O_h^5 - Fm\bar{3}m$, координационная. Кубический, октаэдрический, {100}, {111}, {110}. Пластинчатый, дендриты, конкреции, сплошные массы, порошковатый. (43)	„	Медно-красный. Медно-красная блестящая

5	6	7	8	9	10
<i>ные в предыдущие разделы</i>					
5—24	2,1—2,26	1	7	Молибденит	Вкрапленность в гнейсах, пегматитах, сиенитах. Полевой шпат, слюды, нефелин, кальцит, кварц
—	1,84—1,98	3,5—4,0	П. п. ср. растрескивается и медленно сгорает	Твердые высокие битумы	Тонкие прожилки и линзы, на контакте известняков и диабазов, включения в сланцах. Кварц, кальцит, пирит, гюмбелит
~60	11,4—13,3	1,5	1	Платина	В россыпях. Золото, платина. В коренных месторождениях — продукт восстановления минералов Pb
66—84	6,7—7,2	2	1	Сурьма	Вкрапленность в базальтах и россыпях. Золото, платина
—	7,31	2—2,5	1	Свинец, платина	Выделения неправильной формы в аляскитах и кварцевых жилах. Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, золото, касситерит. В россыпях
61—89	8,4—8,9	2,5—3	3	Золото — не растворяется в кислотах, кроме царской водки	В зоне окисления сульфидных месторождений, медистых песчаниках, основных горных породах. Куприт, малахит, азурит, лимонит

1	2	3	4
<p>Серебро Ag. Au — кюстелит; Hg — коингсбергит</p>	<p>Куб., O_h^5—$Fm\bar{3}m$, координационная. Кубический, {100}, {111}, {110}. Дендриты, проволочный, волосовидный, пластинчатый. (43)</p>	<p>Крючковатый</p>	<p>Серебряно-белый. Белая блестящая</p>
<p>Электрум (Au, Ag)</p>	<p>Куб., O_h^5—$Fm\bar{3}m$, координационная. Октаэдрический, {111}, {100}. Пластинчатый, примазки, дендриты</p>	<p>„</p>	<p>Светло-желтый, белый, зеленоватый</p>
<p>Золото Au. Ag, Cu, Bi, As, Pd, Rh, Sb, Hg</p>	<p>Куб., O_h^5—$Fm\bar{3}m$, координационная. Октаэдрический, {111}, {100}, {110}. Зернистый, самородки, дендриты, чешуйки, Рыхлый (горчичное золото). (43)</p>	<p>„</p>	<p>Золотисто-, бледно-, латунио-желтый. Желтая блестящая</p>
<p>Железо Fe. Ni, Co</p>	<p>Куб., O_h^9—$Im\bar{3}m$, координационная. {100}, {110}, {111}. Зернистый, чешуйчатый, сплошные выделения</p>	<p>Совершенная по {100}. Отдельность по {211}. Крючковатый</p>	<p>Стально-серый, железо-черный</p>
<p>Платина Pt. Fe, Ni, Pd, Os, Gr — поликсеи, ферроплатина</p>	<p>Куб., O_h^5—$Fm\bar{3}m$, координационная. Изометрический, {100}, {110}</p>	<p>Крючковатый</p>	<p>Серебряно-белый, стально-серый. Стально-серая, блестящая</p>

5	6	7	8	9	10
93—95,5	10,1— 11,1	2,5—3	2	Платина — не растворяет- ся в кислотах	В кварц-карбонат- ных жилах, зоне окисления серебро- сульфидных место- рождений. Аргентит, лимонит, настуран, висмут, арсениды Ni и Co
70—78	12,5— 16,5	2—3	3	Золото, сере- бро	В кварцевых, барит- кварцевых, карбо- натио-кварцевых и баритовых жилах. Аргентит, галенит, халькозин, антимо- нит, золото
47—86	15,6— 19,3	2,5—3	3	Халькопирит, пирит — хруп- кие	В кварцевых жилах, железных, шляхах, сульфидных место- рождениях, россы- пях. Кварц, пирит, халькопирит, арсеио- пирит, галенит, блек- лые руды, лимонит, апатит
58—64	7,3—7,8 (7,8— 8,2— никели- стое железо)	4—5 (5—ни- келестое железо)	7	Ферроплатина	Вкрапленность в массивно-кристалли- ческих и метамор- фических породах; в метеоритах. Когенит, магнетит, пирротин, троилит, оли- вин, диопсид
70—73	15—19	4—4,5	7	Серебро, же- лезо — рас- творяются в кислотах	Вкрапленность в ду- нитах, перидотитах и медно-никелевых сульфидных рудах; в россыпях. Оли- вин, хромит, магне- тит, пирротин, бор- нит, халькопирит

Продолжение табл. 16

1	2	3	4
<p>Невьянскит (Ir, Os). Rh, Ru, Pt</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$. Пластинчатый, {0001}, {1010}</p>	<p>Совершенная по {0001}. Неровный</p>	<p>Белый. Серая</p>
<p>Сысертскит (Os, Ir). Rh, Ru, Pt</p>	<p>То же</p>	<p>То же</p>	<p>Серый. Серая</p>
<p>Платтнерит PbO_2. Cu, Zn</p>	<p>Тетр., $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$, цепочечная. Призматический, иголь- чатый, дипирамидаль- ный, {001}, {100}, {101}. Плотный, волокнистый, натечный, налеты</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Черный, ко- ричнено- черный. Коричневая</p>
<p>Делафоссит $CuFeO_2$</p>	<p>Триг., $D_{3d}^5 - \bar{R}3m$. Таблитчатый, {0001}, {1011}. Порошковатый, натеч- ный, чешуйчатый, кон- креции</p>	<p>Совершенная по {0001}</p>	<p>Черный. Черная</p>
<p>Тенорит CuO</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, коор- динационная. Пластинчатый, {001}, {100}, {111}, {011}. Чешуйчатый, тонкоче- шуйчатый, землистый</p>	<p>Раковистый, не- ровный, земли- стый</p>	<p>Черный или серовато-чер- ный. Серовато-чер- ная</p>
<p>Паратенорит (па- рамелаконит) CuO. Mn, Al, Mg, Fe</p>	<p>Тетр., $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, Призматический, псев- докубический, псевдо- октаэдрический, {001}, {100}, {101}</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Черный, смо- ляно-черный. Буровато-чер- ная</p>

5	6	7	8	9	10
66—67,5	17—21	6—7	7	Платина — тв.— 4, нет спайности	В ультраосновных породах и россыпях. Платина, хромит, оливин
53—59	17,8— 22,5	6	7	Платина	То же
11—16,5	9,20— 9,44	4,5—5,5	2 П. п. гр. окраска изменя- ется от черной до ярко- желтой	Легко рас- творяется в HCl с вы- делением Cl. Оксиды и гидроксиды марганца	В зоне окисления свинцовых месторо- ждений. Церуссит, пироморфит, сурик, массикот, галенит
22,2	5,41	3—3,5	П. п. гр. легко плавит- ся	Тенорит	В зоне окисления сульфидных место- рождений. Куприт, тенорит, малахит
20—27	5,8—6,4	3,5—4	4	Оксиды и гид- роксиды мар- ганца, пара- тенорит	В зоне окисления медных месторожде- ний; в лавах — про- дукт возгона. Куп- рит, лимонит, хризо- колла, малахит
~20	6,04— 6,11	4,5	4	Тенорит	В зоне окисления медных месторожде- ний. Тенорит, куп- рит, гётит, хризо- колла, диоптаз

Таблица 17

Минералы с полуметаллическим блеском

Минерал. Химический состав. Примеси	Сингония, пространственная группа, тип структуры. Облик кристалла и формы. Строение агрегата. (Ограничение минерального индивида — № рнс.)	Спайность. Излом	Цвет, Черта	Оптические свойства
1	2	3	4	5
Торит Th [SiO ₄]. U, Ce, Fe — ферриторит	Тетр., D_{4h}^{19} — $I4_1/amd$, островная. Призматический, бипирамидальный, {111}, {100}, {110}. Зернистый, гелеподобный	Совершенная по {110}. Раковистый	Оранжево-желтый, зеленый, бурый, красный, черный	Кристаллический: $n_o = 1,837$, $n_e = 1,898$; метамиктный: $n = 1,58—1,89$
Ортит Ca (Ce, La, Th) Fe ²⁺ (Al, Fe ³⁺) ₂ [SiO ₄] × × [Si ₂ O ₇] × × O(OH). U, Mn, Y	Мон., C_{2h}^2 — $P2_1/m$, островная. Пластинчатый, призматический, {100}, {110}, {001}. Часто метамиктный	Неровный, раковистый	Черный, бурый	$n_g = 1,75—1,82$; $n_m = 1,74—1,81$, $n_p = 1,73—1,79$. Плеохроизм: N_g — темно-коричневый, N_m — коричневатый, N_p — желтоватый
Гадолинит Y ₂ FeBe ₂ [SiO ₄] O ₂ . Cl, Ca, U, Th	Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/a$, островная. Призматический, {100}, {010}, {001}, {110}, {112}. Часто метамиктный	Несовершенная по {100}. Раковистый	Смоляно-буровато-зеленовато-черный	Кристаллический: $n_g = 1,824$, $n_m = 1,812$, $n_p = 1,801$; метамиктный: $n = 1,77—1,79$
Чевкинит Ce ₄ (Fe, Ti) ₃ × × [TiO ₄] ₂ [Si ₂ O ₇] ₂ . Th, Ca	Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$, островная. Пластинчатый, изометрический, призматический, {100}, {110}, {111}. Метамиктный	Несовершенная по {100}. Раковистый	Черный	$n = 1,88—2,05$. Плеохроизм: N_g — темно-бурый, N_m — красновато-бурый, N_p — почти бесцветный

ρ, г/см ³	Твердость	Плавокость	Химические и особые свойства	Сходные минералы и отличия от них	Условия нахождения. Минералы-спутники
6	7	8	9	10	11
3,8—6,63	4,5—5 (у метамиктных 2—4)	6	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Циркон — тв. 7—7,5; хаттонит	В гранитоидах, щелочных породах, пегматитах. Циркон, ортит, магнетит, флюорит, апатит, титанит, чевкинит
2,8—4,2	5,5—6,0	3	Метамиктный — растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂ , неметамиктный — с выделением порошкового SiO ₂	Чевкинит — содержит Ti	В гранитах, сиенитах, гнейсах, пегматитах. Кварц, слюда, полевые шпаты, магнетит, циркон, титанит
3,42—4,77	6,5—7	7	В HCl растворяется с выделением студенистого SiO ₂	Ортит, чевкинит	В гранитах и пегматитовых жилах. Флюорит, касситерит, топаз, ортит, циркон
4,4—4,9	5,5—6	4	То же	Ортит, гадолинит	В щелочных гранитах, сиенитах и пегматитовых жилах. Циркон, ильменит, титанит, пирохлор, апатит

Продолжение табл. 17

1	2	3	4	5
Бетафит (U, Ca) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ (O, F) × × nH ₂ O. Th, Pb, TR	Куб., O _h ⁷ — <i>Fd3m</i> , координационная. Октаэдрический, ромбододекаэдрический, {100}, {110}, {111}, {311}. Метамиктный	Раковистый	Желтый, зеленоватобурый, черный	n = 1,91—2,10
Микролит (Na, Ca) ₂ Ta ₂ O ₆ (O, OH, F). Th, U, Ti, Fe, Nb	Куб., O _h ⁷ — <i>Fd3m</i> , координационная. Октаэдрический, {100}, {111}. Метамиктный	Раковистый, неровный	Бурый, красный, зеленый, желтый, серый, почти бесцветный. Буроватая	n = 1,93—2,03
Пирохлор (Na, Ca) ₂ (Nb, Ta) ₂ O ₆ (OH, F). Ti, U, Ba, TR — обручевит, мариньякит	Куб., O _h ⁷ — <i>Fd3m</i> , координационная. Октаэдрический, {100}, {110}. Зернистый. Метамиктный. (49)	Несовершенная по {111}. Раковистый	Буроваточерный, бурый, зеленоватожелтый, зеленый, бесцветный. Светлобурая, желтая	n = 1,96—2,02
Фергусонит Y(Nb, Ta)O ₄ . Ti, Th, U, TR	Тетр., C _{4h} ⁶ — <i>I4₁/a</i> , координационная. Бипирамидальный, призматический, {001}, {111}, {230}, {231}. Зернистый. Метамиктный. (54)	Ясная по {001}, несовершенная по {111}. Раковистый, неровный	Бурый, черный, темножелтый. Светлобурая, бурая	n = 2,05—2,19
Форманит Y(Ta, Nb)O ₄ . Th, U, TR	Тетр., C _{4h} ⁶ — <i>I4₁/a</i> , координационная. Таблитчатый. Метамиктный	Несовершенная по {111}. Раковистый	Бурый, черный. Желтая	n = 2,14

6	7	8	9	10	11
3,7—4,17	4—5	5	С трудом растворяется в H_2SO_4	Пирохлор	В гранитных пегматитах и карбонатитах. Циркон, берилл, ортит, фергусонит, магнетит, колумбит
5,9—6,4	5—5,5	П. п. тр. не плавится	То же	Пирохлор	В гранитах, гранитных пегматитах и карбонатитах. Турмалин, сподумен, колумбит, лепидолизит, поллуцит, берилл, топаз
4,2—5,0	5—5,5	Рекалесценция при 550—555 °С	„	Циркон — тв. 7—7,5; шеелит — легко растворяется в HCl с выделением WO_3	В нефелиновых сиенитах и щелочных пегматитах, карбонатитах. Кальцит, нефелин, флогопит, биотит, полевой шпат, апатит, диопсид, форстерит, эгирин
5,6—6,0	5,5—7 (у не метактно-го — 6,5—7)	7	Частично растворяется в H_2SO_4 при кипячении	Эвксенит, самарскит, эшинит	В гранитах, пегматитовых жилах. Циркон, сфен, апатит, Nb-Ta минералы
6,17—7,56	5,5—6,5	7	Частично растворяется в H_2SO_4	Фергусонит, эвксенит	В пегматитовых жилах, россыпях. Монацит, гадолинит, эвксенит, альбит

Продолжение табл. 17

1	2	3	4	5
<p>Эвксенит (Y, Ca, Ce, U, Th) × × (Nb, Ta, Ti)₂O₆. Ti — поликраз</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{14} — <i>Rcap</i>, слоистая. Призматический, пластинчатый, {100}, {010}, {110}, {201}. Метамиктный. (65)</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Бурый до черного. Бурая, желтая</p>	<p>$n = 2,06—2,24$</p>
<p>Иттроанталит (Y, U, Fe²⁺(Ta, Nb)₂·(O, OH)₆</p>	<p>Ромб., —. Призматический таблитчатый, {001}, {010}, {110}. Зернистый. Метамиктный</p>	<p>Несовершенная по {010}. Раковистый</p>	<p>Черный, бурый. Серая</p>	<p>$n = 2,13—2,17$</p>
<p>Ферсмит (Ca, Ce) × × (Nb, Ta, Ti)₂ × × (O, OH, F)₆. U, Th</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{14} — <i>Rcap</i>. Призматический, {010}, {110}, {111}</p>	<p>Несовершенная по {100}. Неровный</p>	<p>Черный, темно-коричневый. Бурая</p>	<p>$n_g = 2,13—2,23$, $n_m = 2,04—2,11$, $n_p = 1,98—2,095$</p>
<p>Самарскит (Y, Ce, U, Ca) × × (Nb, Ta)₂O₆</p>	<p>Ромб., C_{2h}^6 — $C2/c(?)$, Цепочечная. Призматический, {100}, {010}, {120}, {101}. Метамиктный. (65)</p>	<p>Несовершенная по {010}. Раковистый</p>	<p>Бархатно-черный до бурого. Темно-бурая, черная</p>	<p>$n = 2,2—2,25$</p>
<p>Эшинит (Ce, Ca, Th) (Ti, Tb)₂·(O, OH)₆. U, Ta</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rbmi</i>, каркасная. Призматический, {010}, {110}, {120}, {111}, {021}. Метамиктный. (65)</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Буровато-черный, черный. Бурая</p>	<p>$n = 2,26$</p>
<p>Браннерит UTi₂O₆. Ca, Pb, Fe, TR</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$, каркасная. Призматический, изометрический</p>	<p>"</p>	<p>Черная, желтовато-бурый. Зелено-ватобурая</p>	<p>$n = 1,95—2,49$</p>

6	7	8	9	10	11
4,5—5,4	5,5—6,5	7	Растворяется в H_2SO_4	Эшинит, самарскит, ферсмит	В гранитах пегматитах. Ильменит, монацит, циркон, уранит, берилл, апатит
5,6—6,2	5—6	7	В кислотах не растворяется	Самарскит, эшинит, эвксенит, браннерит	В пегматитовых жилах. Монацит, колумбит, гадолинит
4,67— —4,88	4—4,5	7	С трудом растворяется в H_2SO_4	Эвксенит, самарскит, эшинит, пирохлор	В сиенитовых пегматитах. Оритит, ильменит, пирохлор
5,68— —6,4	5—6	4,5—5 (черное стекло)	С трудом растворяется в кислотах. Сильно радиоактивен	Эшинит, эвксенит, браннерит	В пегматитовых жилах, кварц, полевые шпаты, турмалин, колумбит, монацит, топаз, берилл, уранинит
4,9—5,87	5—6	5	В кислотах почти не растворяется. Сильно радиоактивен	Самарскит, эвксенит	В щелочных пегматитах. Пирохлор, циркон, нефелин
4,02— —6,36	5—6	6 Река — лещенция при 670— —680 °C	С трудом растворяется в HNO_3 и H_2SO_4	Фергусонит, эшинит, самарскит	В гранитах, пегматитах, карбонатитах, гнейсах

1	2	3	4	5
<p>Лопарит (Na, Ca, Ce) (Nb, Ti)O₃. K, Sr, Fe</p>	<p>Куб., O_h^1 — <i>Pt3m</i>, (псев- докуб.), кар- касная. Кубический, {100}, {111}. (49)</p>	<p>Несовер- шенная по {100}. Неровный</p>	<p>Черный, буровато- черный. Коричнево- бурая</p>	<p>$n = 2,1-2,38$</p>
<p>Перовскит CaTiO₃. Na, Nb, Fe, Sr; кнопит — много Ce; дизаналит — много Nb, Fe</p>	<p>Ромб., C_{2h}^{16} — <i>R3m</i> (псев- докуб.), кар- касная. Кубический, октаэдриче- ский, {100}, {110}, {111}. (49)</p>	<p>Несовер- шенная по {100} (по псев- докубу). Неровный, ракови- стый</p>	<p>Черный, буровато- черный, красновато- бурый, буровато- желтый</p>	<p>$n = 2,30-2,34$</p>
<p>Луешит NaNbO₃. Th, Ti, Ta, TR</p>	<p>Ромб., D_2^2 — <i>P221</i> (псев- докуб.), кар- касная. Кубический, {100}, {111}</p>	<p>Несовер- шенная по {100}</p>	<p>Черный, буровато- черный</p>	<p>$n_g = 2,36,$ $n_p = 2,345$</p>
<p>Стибиотанталит SbTaO₄. Nb, Bi</p>	<p>Ромб., C_{2v}^9 — <i>Rna21</i>, коор- динационная. Таблитчатый, призматиче- ский, {001}, {110}, {110}</p>	<p>Совершен- ная по {001}, не- совершен- ная по {100}. Ракови- стый</p>	<p>Темно- светло- бурый, красно- вато-, зеле- новато- желтый</p>	<p>$n_g = 2,457,$ $n_m = 2,404,$ $n_p = 2,374$</p>

6	7	8	9	10	11
4,75— —4,89	5,5—6	7	Растворяется в HF	Перовскит	В нефелиновых сненитах и пег- матитах
3,95— —4,04 (кнопит: 4,11— —4,29, дизана- лит: 4,13— —4,31)	5,5—6	7	Растворяется в HF и H_2SO_4	Псевдомор- фоза лимо- нита по пи- риту, хромит магнетит	В меллитовых, нефелиновых или лейцитовых ба- зальтах, карбона- татах и сланцах (хлоритовых и тальковых)
4,35— —4,57	5,5	7	Слабо рас- творяется в H_2SO_4	Перовскит, лопарит	В карбонатитах. Пирохлор, цир- кон, форстерит, апатит, флогопит
6,72— —7,41	5—5,5	П. п. тр. легко плавится	В кислотах, кроме HF, не раство- ряется	Колумбит, танталит, сфалерит	В пегматитах. Сподумен, поллу- цит, лепидолит, клевеландит, то- паз

Продолжение табл. 17

1	2	3	4	5
Стибиокolumбит $SbNbO_4$. Та, Вi	Ромб., C_{2v}^9 — $Rna2_1$, коор- динационная. Таблитчатый, призматиче- ский, {001}, {101}, {110}	Совершен- ная по {001}, не- совершен- ная по {100}. Ракови- стый	Темно- бурый, бурый, красно- вато- бурый, желтый. Светло- желтая	$n_g = 2,459$, $n_m = 2,419$ $n_p = 2,398$
Уранинит UO_{2+x} . Th — бреггерит; TR — клеветит, ии- венит	Куб. O_h^5 — $Fm\bar{3}m$, коор- динационная. Кубический, октаэдриче- ский, {100}, {110}, {111}. Гроздевид- ный, натеч- ный плотный, скрытокри- сталлический (настуран); порошоква- тый, земли- стый (урано- вая чернь — остаточная и регенериро- ванная). (49)	Неровный, ракови- стый	Черный. Черная, буровато- черная	$R = 11-21$
Торианит ThO_2 . Pb, TR, U	Куб., O_h^5 — $Fm\bar{3}m$, коор- динационная. Кубический, октаэдриче- ский, {100}, {111}. Зернистый	Несовер- шенная по {100}. Неровный	Черный, темно- серый, темно-ко- ричнева- тый. Зелено- вато-серая	$R = 13-16$

6	7	8	9	10	11
5,50— —6,60	5—5,5	П. п. тр. легко плавится	В кислотах, кроме HF, не раство- ряется	Колумбит, танталит, сфалерит	В пегматитах. Турмалин, лепи- долит, берилл, стибиотанталит
7,5— —10,63	5—6 (настуран —4; у урановых черней понижа- ется до 3)	5	Растворяется в кислотах	Торианит, ортит, чевки- нит	В пегматитах, карбонатно-суль- фидных жилах, скарнах. Ортит, торит, галенит, висмут, серебро, аргентит, арсени- ды Ni и Co, флюорит, гематит, кальцит, кварц, сидерит
8,4—10,0	6,5—7,5	7	Растворяется в HNO ₃ и H ₂ SO ₄	Уранинит, торит, цир- кон	В пегматитах, карбонатитах, гранитах и мета- морфических по- родах, россыпях. Циркон, монацит, берилл, флюорит, ильменит, рутил

Таблица 18

Минералы без металлического блеска

Минерал. Химический состав. Примеси	Сингония, простран- ственная группа, тип структуры. Облик кристалла и формы. Строение агрегата. (Ограни- чение минерального индивида—№ рис.)	Спайность. Излом	Цвет. Черта	Оптические свойства
1	2	3	4	5
Виллиомит NaF. К, Са	Куб., $O_h^5—Fm\bar{3}m$, координационная. Кубический, {100}, {110}, {111}. Зернистый	Совершен- ная по {100}	Бесцвет- ный, кар- миново- красный, темно- вишневый	Изо тр о п $n = 1,326$
Криолит $Na_3[AlF_6]$. Fe, Са, Мп	Мон., (псевдо- куб.), $C_{2h}^5—P2_1/n$, островная. {001}, {110}, {011}, {101}, {101}. Зернистый. (69)	Совершен- ная по {001}, исовер- шенная по {110}. Неровный	Бесцвет- ный, бе- лый, бу- рый, крас- ный	$n_g = 1,3396$, $n_m = 1,3389$, $n_p = 1,3385$
Криолитионит $Na_3Li_3[AlF_6]_2$	Куб., $D_h^{10}—Ia\bar{3}d$, островная. Додекаэдриче- ский, {100}, {110}, {211}. Зернистый	Совершен- ная по {110}. Неровный	Бесцвет- ный, белый	$n = 1,34$
Кароббит KF. Na	Куб., $O_h^5—Fm\bar{3}m$, координацион- ная. Кубический, {100}	Совершен- ная по {100}	Бесцвет- ный, белый	$n = 1,362$

ρ, г/см ³	Твердость	Плавность	Химические и особые свойства	Сходные минералы и отличия от них	Условия нахождения. Минералы спутники
6	7	8	9	10	11

ные минералы

2,79	2—3,5	2	Растворяется в воде	Флюорит, кароббит	В нефелиновых сиенитах. Содалит, астрофиллит, чкаловит, эвдиалит
2,96—2,97	2,5—3	2	Растворяется в HCl, HNO ₃ , H ₂ SO ₄ и водном растворе AlCl ₃	Флюорит — спайность по {111}, больший <i>n</i> ; хиолит — тв. 3,5—4,0; криолянтонит	В метасоматически измененных габритах и пегматитах. Хиолит, пахиолит, томсеоолит, кварц, флюорит, сидерит, пирит, галенит, сфалерит, топаз
2,77	2,5—3	1	Растворяется в H ₂ SO ₄ с выделением HF	Криоилит, хиолит, флюорит	В пегматитовых жилах. Криоилит, хиолит
2,505—2,528	1,5—2	2	Легко растворяется в воде. Вкус жгуче-соленый	Виллиомит	В возгонах вулканов. Меркаллит, мизеинит, гьератит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Al, Fe, Ca, Na, K</p>	<p>Аморфный, плотный, натечный, рыхлый, корки, сталактиты, конкреции, конкреции</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Бесцветный (гиалит), белый, желтый, зеленый, красный (огненный опал), полупрозрачный с радужной иризацией (благородный опал)</p>	<p>$n=1,40-1,46$</p>
<p>Флюорит CaF_2 Cl, Y, Th, U</p>	<p>Куб., $O_h^5-Fm\bar{3}m$, координационная. Кубический, октаэдрический, {100}, {110}, {111}. Зернистый, землистый в осадочных породах (ратовкит). (48)</p>	<p>Совершенная по {111}. Раковистый, неровный</p>	<p>Бесцветный, белый, фиолетовый, зеленый, красный и др.</p>	<p>$n=1,434$</p>
<p>Квасцы натриевые $\text{NaAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Куб., $T_h^6-Pa\bar{3}$. Октаэдрический, {100}, {111}, {110}. Зернистый</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n=1,439$</p>
<p>Квасцы калиевые $\text{KAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Куб., $T_h^6-Pa\bar{3}$. Октаэдрический, {100}, {110}, {111}. Зернистый, волокнистый</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n=1,456$</p>

6	7	8	9	10	11
1,9—2,2	5,5—6,5	П. п. тр. дегидратируется и растрескивается	Растворяется в HF и KOH	Халцедон, аллофан	В кремнистых осадочных породах и гейзеритах, в зоне выветривания ультраосновных пород, мидалины в эффузивах
3,180	4	5	Растворяется в H ₂ SO ₄ с выделением HF	Криолит, кварц	В жилах разного состава, вкрапленность в различных породах. Берилл, турмалин, киноварь, антимонит
1,67	3	При 63 °C плавится в собственной кристаллизационной воде	Очень хорошо растворяется в воде	Каолинит, квасцы калиевые	В зоне окисления сульфидных месторождений в аридных областях. Мелантерит, халькантит, пизанит
1,757	2—2,5	При 91 °C расплавляется в собственной кристаллизационной воде	Хорошо растворяется в воде	Квасцы, натриевые, чермит, калинит	В зоне окисления сульфидных месторождений в засушливых областях. Мелантерит, халькантит, пизанит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Чермигит (квасцы аммониевые) $(\text{NH}_4)\text{Al}[\text{SO}_4]_2 \times 12\text{H}_2\text{O}$	Куб., T_h^6 — $P432$. Октаэдрический. Зернистый	Раковис- тый	Бесцвет- ный, бе- лый	$n=1,458$
Лешательерит SiO_2 (в основном)	Аморфный, пу- зыристый, пори- стый, шлаковид- ные массы, кор- ки, стекловатые трубки (фульгу- риты)	„	Бесцвет- ный, бе- лый, серо- вато-белый, бурый, черный	$n=1,457$ — 1,465
А. лофан $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \times$ $\times p\text{H}_2\text{O}$ Fe, Mg, Cu, Zn, $(\text{PO}_4)^{3-}$	Аморфный, сте- клоподобный	„	Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый, зеле- ный, голу- бой, бурый	$n=1,47$ — 1,51
Кристобалит $\beta\text{-SiO}_2$ ($\alpha\text{-SiO}_2$ — высокотемпера- турная модифика- ция — куб.)	Тетр., (псевдо- куб.), D_4^4 — $P4_12_12$, D_4^8 — $P4_32_12$, каркас- ная. Октаэдрический, {111}	„	Белый	$n=1,486$
Анальцим $\text{Na}[\text{ASi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$. K, Cu, Cs	Куб., O_h^{10} — $Ia3d$, каркасная. Тетрагонтриок- таэдрический, {100}, {211}. Зернистый. (48)	Несовер- шенная по {100}. Неровный	Бесцвет- ный, бе- лый, зеле- ный, розо- вый	$n=1,487$
Содалит $\text{Na}_8[\text{AlSi}_4]_6 \cdot \text{Cl}_2$. (OH) — гидросо- далит	Куб., T_d^4 — $P43n$, каркасная. Ромбододекаэ- дрический, {110}. Зернистый	Несовер- шенная по {110}. Неровный	Синий, серый, зе- леноватый	$n=1,488$ — 1,490

6	7	8	9	10	11
1,65	1,5	При нагревании разлагается с выделением NH_3	Растворяется в воде	Квасцы натриевые и калиевые, калинит	В возгонах вулканов, зоне техногенеза при горении отвалов каменноугольных месторождений
2,07— 2,203	5—6	—	Растворяется в HF	Кварц	Результат плавления кварцевого песка при ударе молнии или ударе крупных метеоритов
1,85— 1,89	3	7	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Галлуазит, опал, каолинит	В зоне окисления рудных месторождений
2,27— 2,33	6—7	7	В кислотах не растворяется	Кварц, тридимит	В эффузивных породах. Тридимит, цеолиты
2,2—2,3	4,5—5,5	2—3	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Лейцит — высококи n , не плавится п. п. тр.	В щелочных породах, выполняет миндалины в эффузивных породах. Кальцит, натролит, нефелин
2,13— 2,30	5,5—6	3	То же	Вишневит — реакция на SO_4^{2-} ; флюорит — низкий n	В щелочных породах; псевдоморфозы по нефелину. Нефелин, канкринит, эгирин, титанит, эвдиалит

1	2	3	4	5
Нозеан $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6 \times (\text{SO}_4)$	Куб., $T_d^1 - \bar{P}43m$, каркасная. Изометрический	Несовершенная по {110}	Серый, зеленоватый, голубоватый, белый	$n = 1,495$
Гаюин $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6 \times (\text{SO}_4)_2$, K, Cl	Куб., $T_d^4 - \bar{P}43n$, каркасная. Додекаэдрический, октаэдрический, {111}, {110}	Средняя по {110}	Ярко-синий, голубой, зеленоватосиний, желтый, красный	$n = 1,495 - 1,509$
Лазурит $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6 \times (\text{SO}_4)_2 \cdot \text{S}$, Cl	Куб., $T_d^4 - \bar{P}43n$, каркасная. Додекаэдрический, октаэдрический, {110}, {111}	Несовершенная по {110}	Ярко-синий, голубой, зеленоватосиний	$n = 1,495 - 1,522$
Поллуцит $(\text{Cs}, \text{Na})[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \times \text{H}_2\text{O}$, Rb, Tl, K	Куб., $O_h^{10} - Ia3d$, каркасная. Изометрический, {100}, {210}	Несовершенная. Раковистый	Бесцветный, белый	$n = 1,504 - 1,521$
Лейцит K $[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	Тетр., (псевдокуб.) $C_{4h}^6 - I4_1/a$ (при 603 °C — куб.), каркасная, {211}, {110}	Раковистый	Бесцветный, белый	$n_g = 1,509$, $n_p = 1,508$
Нашатырь NH_4Cl .	Куб., $O_h^1 - Pm3m$, координационная. Тетрагонтриоктаэдрический, {100}, {110}, {211}. Землистый, рыхлый, игольчатый	Несовершенная по {111}. Раковистый	Бесцветный, белый, серый, желтый, коричневый	$n = 1,639$

6	7	8	9	10	11
2,28— 2,40	5,5—6	3	Растворяется в кислотах с выделением студенистого SiO_2 . Раствор в HCl дает с BaCl_2 осадок BaSO_4	Содалит, гаюин, вишневит	В вулканических щелочных породах. Санидин, лейцит, гаюин
2,4—2,5	5—5,5	П. п. тр. плавится в зеленовато-голубое стекло	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2 раствор дает с BaCl_2 осадок BaSO_4	Содалит, нозеан, лазурит	В эффузивных породах. Лейцит, нефелин, санидин (гаюиновые базальты)
2,38— 2,45	5,5—6	3	Растворяется в кислотах с выделением студенистого SiO_2 и H_2S . На угле п. п. тр. образует серную печень	Содалит, нозеан, вишневит	В известняках на контакте со щелочными породами. Диопсид, скаполит, кальцит, флогопит, пирит
2,86— 2,90	6,5	5	Растворяется с трудом в HCl с выделением порошкового SiO_2	Полевые шпаты — совершенная сп.; кварц не окрашивает пламя; анальцим — меньший N	В гранитах и пегматитах. Петалит, лепидолит, амблигонит
2,45— 2,50	5,5—6,0	7	Растворяется в HCl с выделением порошкового SiO_2	Анальцим	В молодых щелочных эффузивных горных породах
1,532	1—2	Возгоняется при 355°C	Легко растворяется в воде. Вкус вяжущий, соленый	Сильвин, галит, масканьит, нитраммит	Возгоны фумаролл, продукт горения каменного угля в отвалах и шахтах; выцветы. Сера, квасцы, реальгар, аурипигмент, масканьит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Сильвин KCl. Na, Rb, Br, I</p>	<p>Куб., $O_h^5-Fm\bar{3}m$, координацион- ная. Кубический, {100}, {111}. Зернистый, ко- рочки, земли- стый. (48)</p>	<p>Совершен- ная по {100}</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, красный</p>	<p>$n=1,490$</p>
<p>Галит NaCl. K, Br, I</p>	<p>Куб., $O_h^5-Fm\bar{3}m$, координационная. Кубический, {100}, {111}, {110}. Зернистый, корки, налеты, выцветы. (48)</p>	<p>Совер- шенная по {100}</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый, крас- ный, синий</p>	<p>$n=1,544$</p>
<p>Лангбейнит Mg [SO₄]·K₂ [SiO₄]</p>	<p>Куб., $T_d^4-P2_13$, островная. {100}, {110}, {111}</p>	<p>Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, жел- тый, крас- новатый, фиолето- вый, зеле- новатый</p>	<p>$n=1,533-$ 1,534</p>
<p>Янтарь (сукцинит) C₁₀H₁₆O</p>	<p>Аморфный. Капли, желваки, округлые обра- зования</p>	<p>Ракови- стый, вязкий</p>	<p>Желтый до красновато- бурого</p>	<p>$n=1,53-$ 1,54</p>
<p>Родицит CsAl₄Be₄V₁₁O₂₅× ×(OH)₄. K, Rb</p>	<p>Куб., $T_d^1-P\bar{4}3m$, каркасная. Ромбододекаэд- рический, тетра- эдрический, {111}, {110}, {111}</p>	<p>Несовер- шенная по {111} и {111}. Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, жел- товато- белый</p>	<p>$n=1,694$</p>

6	7	8	9	10	11
1,993	2	1,5	Растворяется в воде. Горьковатый вкус	Галит, карналлит	В соляных залежах морского происхождения. Галит, карналлит, гипс, ангидрит
2,168	2,0—2,5	1,5	В 100 см ³ H ₂ O при 0 °C растворяется 35,5 г	Сильвин, карналлит	В соляных залежах, современных отложениях соляных озер и отложениях фуларол. Сильвин, полигаллит, каинит, лагбейнит, карналлит, гипс, ангидрит
2,83	3,5—4	2	Медленно растворяется в воде и HCl	Мирабилит, эпсомит, каинит	В соляных залежах морского происхождения. Галит, сильвин, тенардит
1,05—1,1	2—2,5	При 150 °C размягчается. Горит при 200—400 °C	Растворяется в бензоле и спирте. При натирании сильно электризуется	Яитареподобные смолы, битумы	В песчано-глинистых отложениях третичного возраста
3,44	8,5	П. п. тр. плавится с трудом	В кислотах не растворяется	Борацит, фенакит	В пегматитовых жилах. Турмалин (красный), сподумен

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Зуннит $Al_{13}Si_5O_{20} \times$ $\times (OH, F)_{16}Cl$	Куб., $T_d^2 - F\bar{4}3m$, островная. Тетраэдрический, {100}, {110}, {111}, {111}	Несовер- шенная по {111}	Бесцвет- ный, бе- лый, серый, розовый	$n=1,563-$ 1,616
Группа гранатов: $A_3B_2 [SiO_4]_3$. $A = Mg^{2+}, Fe^{2+},$ $Mn^{2+}, Ca^{2+};$ $B = Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}$. Иногда $V^{3+}, Ti^{3+},$ Mn^{3+}, Zr	Куб., $O_h^{10} - Ia\bar{3}d$, островная. Ромбододекаэд- рический, тетра- гонтриоктаэдри- ческий, {110}, {211}. Зернистый, дру- зы. (48)	Неровный	От бесцвет- ного до черного, кроме си- него, голу- бого, фио- летового	$n=1,670-$ 1,980
1. Гидрогроссуляр $Ca_3Al_2 [SiO_4]_{3-x} \times$ $\times (OH)_{4x}$	Куб., $O_h^{10} - Ia\bar{3}d$. Зернистый, плот- ный	„	Бесцвет- ный, серый, светло- зеленый, светло- бурый	$n=1,670-$ 1,702
2. Альмандин $Fe_3Al_2 [SiO_4]_3$	Ромбододекаэд- рический, тетра- гонтриоктаэдри- ческий, {110}, {210}	„	Красный, красновато- бурый, розовый	$n=1,830$
3. Спессаргин $Mn_3Al_2 [SiO_4]_3$	То же	„	Розовато- желтый, красно- фиолетовый	$n=1,800$
4. Пироп $Mg_3Al_2 [SiO_4]_3$	„	„	Темно-, розовато- красный	$n=1,714$
5. Гроссуляр $Ca_3Fe_2 [SiO_4]_3$	„	„	Бесцвет- ный, зеле- ный	$n=1,735$ (обычно анизотро- пен)

6	7	8	9	10	11
2,86— 2,91	7	7	В кислотах не растворя- ется	Кварц, поле- вые шпаты	Во вторичных кварцитах и сланцах. Ди- оксид, пиро- филлит, барит, серицит, алу- нит, андалу- зит, диаспор
3,5—4,35	6,5—7,5	3—6	В кислотах, кроме HF, не растворя- ются, за ис- ключением гидрогроссу- ляра и шор- ломита	Везувиан, эпидот, цир- кон	В различных сланцах, ам- фиболитах, гнейсах, скар- нах и многих массивно-кри- сталлических породах
3,1—3,52	6—6,5	—	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO ₂	Везувиан, гроссуляр	В метаморфи- ческих поро- дах и рудни- гитах
4,10— 4,35	7—7,5	3	В кислотах не раство- руется	Циркон, пи- роп	В кристалли- ческих слан- цах, амфибо- литах
4,18	6,5—7	3	То же	Гроссуляр, тефроит, гумит	В пегматито- вых жилах, метаморфиче- ских породах
3,51— 3,75	7—7,5	4	„	Альмандин, шпинель	В эклогитах, кнмберлитах, серпентинитах
3,4—3,6	6,5—7	3,5	„	Везувиан — содержит не- много H ₂ O; гидрогроссу- ляр	В скарнах, известняках, ультраоснов- ных породах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
6. Андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$	Ромбододекаэдрический, тетрагонтриоктаэдрический, $\{110\}$, $\{210\}$	Неровный	Буровато-зеленый до буровато-розового, зеленый (демантоид), черный (меланит)	$n=1,895$ (обычно анизотропен)
7. Шорломит $\text{Ca}_3(\text{Fe}, \text{Ti})_2 \times [(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_4]_3$	То же	„	Черный	$n=1,94-1,98$
8. Уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$	„	„	Изумрудно-зеленый	$n=1,870$
Стибиконит $\text{Sb}^{3+}\text{Sb}_2^{5+}\text{O}_6(\text{O}, \text{OH})$. Ca, As	Куб., O_h^7-Fd3m , координационная. Плотный, порошковатый, скорлуповатый	Неровный, землистый	Желтовато-белый, светло-желтый, белый, серый, бурый	$n=1,60-2,05$ (сильно варьирует)
Гельвин $\text{Mn}_6[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. Fe, Zn	Куб., T_d^4-P43n , каркасная. Тетраэдрический, $\{111\}$, $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$, $\{110\}$, $\{100\}$. (47)	Слабая по $\{111\}$. Раковистый	Желтый, бурый, красный и серовато-зеленый	$n=1,728-1,747$

6	7	8	9	10	11
3,75— 3,86	6,5—7,5	3,5	В кислотах не растворяется	Везувиан, гроссулар, гумит	В контактово- метасоматиче- ских месторо- ждениях. Маг- нетит, сульфиды, эпидот
3,85	7	4	В HCl рас- творяется с выделением студенистого SiO ₂	Шерл, ортит	В щелочных породах. Анд- радит, монти- челлит, флого- пит, титанит, магнетит
3,42— 3,79	7,5	6	В кислотах не раство- ряется	Хромдиопсид	В ультраос- новных поро- дах и залежах хромита. Хро- мит, хромовые хлориты, шуй- скит
5,1—5,6	4—6	П. п. тр. плавится с трудом	То же	Сервантит, гидроромонт, ромонт, се- нармонтит	В зоне оки- сления сурмя- ных месторо- ждений. Сер- вантит, вален- тинит, гидро- ромонт
3,1—3,66	6—6,5	3 Вслучи- вается. Стекло желтовато- коричневое	При кипяче- нии в HCl с As ₂ O ₃ зер- но приобрета- ют канарееч- но-желтую окраску. Рас- творяется в HCl с вы- делением сту- денистого SiO ₂ и H ₂ S	Пирохлор и гранаты — не растворя- ются в HCl; тефроит, да- налит; гент- гельвин — от- рицательная реакция с As ₂ O ₃	В пегматитах, грейзенах, гранитах и гнейсах. Гра- нат, эпидот, берилл, флюо- рит, танталит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Даналит $\text{Fe}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. Мп, Зп	Куб., $I_4^4 - \bar{P}43a$, каркасная. Октаэдрический, {111}. Зернистый	Ракови- стый	Медово- желтый, красный, серый	$n=1,750-$ 1,759
Гентгельвин $\text{P}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. Fe, Мп	Куб., $T_d^4 - \bar{P}43n$, каркасная. Тетраэдрический, {111}	Несовер- шенная по {111}. Ракови- стый	Розоватый, розовато- красный	$n=1,738-$ 1,745
Периклаз MgO . Fe, Мп, Зп	Куб., $O_h^5 - Fm3m$, координацион- ная. Октаэдрический, {111}, {100}, {110}	Совершен- ная по {100}. Ракови- стый	Бесцвет- ный, серо- вато-белый, желтый, зеленый, черный	$n=1,730-$ 1,76
Шпинель MgAl_2O_4	Куб., $O_h^8 - Fd3m$, координацион- ная. Октаэдрический, {111}	Неровный, раковистый	Серый, синий, бурый, красный	$n=1,718-$ 1,750
Ганит ZnAl_2O_4 . Mg, Fe, Мп, Sp	Куб., $O_h^7 - Fd3m$, координацион- ная. Октаэдрический, {111}, {110}	Несовер- шенная по {111}	Темно-, серовато-, черно- зеленый	$n=1,78-$ 1,82

6	7	8	9	10	11
3,35— 3,427	5,5—6	П. п. тр. легко спла- вляется в черную эмаль	То же	Гроссуляр, гельвин, гегтгель- вин — отри- цательная реакция с As_2O_3	В гранитах, грейзенах, пег- матитовых жилах и кон- тактовых ме- сторождениях. Гроссуляр, везувиан, флюорит, бе- рилл, вольфра- мит, пирит
3,66	5,5—6	3	Растворяется в HCl с вы- делением H_2S	Гельвин, даналит	В гранитах, пегматитовых жилах. Топаз, фенакит, бе- рилл
3,64— 3,9	5,5—6	7	Легко раство- ряется в HCl и HNO_3	Флюорит — спайность по {111}	В метамор- физованных известняках, доломитах и магнезитах, в выбросах вулканов. Брусит, фор- стерит, магне- зит, монтичел- лит
3,5—4,1	8	7	В кислотах не раство- ряется	Гранат — форма кри- сталлов; ко- рунд — ани- зотропный	В основных породах, скар- нах и мета- морфических сланцах. Гран- нат, эпидот, хлорит, магне- тит
4,0—4,6	7—8	7	В кислотах и щелочах не растворяется	Минералы гр. шпинели	В пегматитах, контактово- метасоматиче- ских месторо- ждениях, ме- таморфиче- ских породах. Берилл, тур- малин, колум- бит, апатит, пирит, сфале- рит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Арсенолит As_2O_3	Куб., O_h^7-Fd3m , островная. Октаэдрический, {111}. Землистый, по- рошковатый	Совершен- ная по {111}. Ракови- стый	Бесцвет- ный, белый, желтый, красно-	$n=1,755$
Роменит $Ca_2Sb_2O_6(O, OH)$. Na, Mn, Ti, Pb	Куб. O_h^7-Fd3m , координацион- ная. Октаэдрический, {100}, {111}. Плотный	Несовер- шенная по {111}. Ракови- стый	Светло- желтый, красно- ватый, коричне- вый, бурый	$n=1,817-$ 2,20
Биндгеймит $Pb_2Sb_2O_6(O, OH)$. Ca, F, Ag, Bi, Zn	Куб. O_h^7-Fd3m , координацион- ная. Плотный, земли- стый, корки, желваки	Землистый, раковистый (у плот- ного)	Белый, желтый, желтовато- зеленый, зеленый, коричневый	$n=1,83-$ 1,93
Нантоцит CuCl	Куб., T_d^2-F43m , координацион- ная. Тетраэдрический (искусств, кри- сталлы). Зернистый, плот- ный	Сп. по {110}. Ракови- стый	Бесцвет- ный, белый, серый, зе- леноватый. Белая	$n=1,947$
Сенармонтит Sb_2O_3	Куб. O_h^7-Fd3m , координацион- ная. Октаэдрический, {111}, {110}	Несовер- шенная по {111}. Неровный	Бесцвет- ный, серо- вато-белый	$n=2,087$
Хлораргирит (кераргирит) $AgCl$. Br, I, Hg	Куб., O_h^5-Fm3m , координационная. Кубический, {100}, {111}, {110}. Плотный, короч- ки, пленки	Неровный, ракови- стый	Бесцвет- ный, серый, желтый. На свету темнеет	$n=2,071$

6	7	8	9	10	11
3,72— 3,88	1,5	Возгоняется в виде белого дыма (очень ядовит)!	Частично растворяется в горячей воде	Сенармонтит, валентинит — содержат Sb; клаудетит	Продукт окисления арсенипирита, мышьяка, теннантита и других минералов As. Реальгар, аурипигмент
4,9—5,4	5,5—6,5	7	В кислотах не растворяется	Пирохлор	В зоне окисления. Альбит, пьомонтит, титанит, тремолит, браунит, родонит
4,6—5,6	4—4,5	3—4	Растворяется в HNO_3 с выделением Sb_2O_3 и PbCl_2	Стибиконит, гидроромонтит, гидросервантит	В зоне окисления Sb-Pb месторождений. Англезит, церуссит, масикот, стибиконит
4,136	2,5	П. п. тр. легко плавится, ощущается запах хлора	Легко растворяется в HCl и HNO_3 с выделением Cl_2 в воде — медленно	Маршит	В зоне выветривания в аридных условиях. Медь, куприт, атакамит
5,22— 5,78	2—2,5	П. п. тр. плавится и частично возгоняется	Легко растворяется в HCl и в другой кислоте	Валентинит, арсенолит	В зоне окисления сурьмяных месторождений. Валентинит, кермезит, сурьмяные охры
5,55— 5,66	2,5 (режется ножом)	1	Растворяется в NH_4OH и в водном растворе $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$	Бромаргирит	В зоне окисления месторождений Ag в аридных условиях. Серебро, иодирит, ярозит, лимонит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Бромаргирит AgBr Cl, I	Куб., $O_h^{5i}-Fm3m$, координационная. Кубический, ок- таэдрический, {100}, {111}, {110}. Плотный, короч- ки, пленки, на- леты	То же	Желтый, зеленова- коричневый	$n=2,253$
Маршит CuI. Ag, Cl	Куб., $T_d^2-F\bar{4}3m$, координацион- ная. Тетраэдрический, {100}, {111}, {111}	Совер- шенная по {100}. Ракови- стый	Бесцвет- ный, жел- тый, крас- ный. Желтая	$n=2,346$
Сфалерит (цинко- вая обманка) ZnS. Fe, Mn, In, Ga, Ge; Cd — при- брамит	Куб., $T_d^2-F\bar{4}3m$, координацион- ная. Тетраэдрический, додекаэдриче- ский, {111}, {111}, {100}, {110} Зернистый, зем- листый (брунцит) (45)	Совер- шенная по {110}	Бесцвет- ный, серый, желтый (клеюфан), зеленый, красный, бурый, черный (марматит). Желтая	$n=2,37—$ 2,47
Алмаз C. Si, Al, Ca, Mg, Fe, Ti, N	Куб., O_h^7-Fd3m , координацион- ная. Кубический, ок- таэдрический, ромбододекаэ- дрический; грани часто округлые; {100}, {111}, {110}. Радиально-лучи- стый (борт, бал- лас); мелкозер- нистый агрегат черного цвета (карбонадо). (44)	Совер- шенная по {111}. Ракови- стый	Бесцвет- ный, серый, желтый, голубой, черный	$n=2,419$

6	7	8	9	10	11
6,17— 6,50	2,5 (режется ножом)	1	В NH_4OH и водном растворе $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ растворяется с трудом	Кераргирит	В зоне окисления месторождений Ag в аридных условиях. Серебро, кераргирит, ярозит, лимонит
5,68	2,5	П. п. тр. разлагается. В закрытой трубке выделяются пары йода	В разбавленной HNO_3 чернеет (выделяется йод). Растворяется в NH_4OH , HCl и водном растворе $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$	Нантоцит	В зоне выветривания в аридных условиях. Куприт, медь, лимонит, атакамит
3,9—4,1	3,5—4	7	Растворяется в HCl с выделением H_2S	Вольфрамит — спайность по одному направлению; энаргит — содержит Cu ; класситерит — тв. 6—7	В жилах, колчеданных залежах, вкрапленность в известняках. Галенит, пирит, халькопирит, барит, кварц
3,47— 3,56	10	При 850°C сгорает в атмосфере воздуха	Люминесцирует в ультрафиолетовых и рентгеновских лучах (голубовато-синий цвет). В кислотах и щелочах не растворяется; медленно растворяется в смеси $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ — переходит в CO_2 «мокрое сжигание»	Лонсдейлит, муассонит, чаонт	В ультраосновных эффузивных породах — кимберлитах. Оливин, пироксен, флогопит, магнетит. В россыпях

1	2	3	4	5
<p>Куприт Cu_2O</p>	<p>Куб., $O_d^4 - Pn3m$, каркасная. Октаэдрический, кубический, додекаэдриче- ский, {111}, {100}, {110}. Зернистый, игольчатый, во- локнистый (халь- котрихит). (47)</p>	<p>Несовер- шенная по {111}</p>	<p>Красный, бурый, карминно- красный. Буровато- красная</p>	<p>$n = 2,85$</p>
<p>Анизотропные Показатели пре</p>				
<p>Хиолит $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$</p>	<p>Тетр., $D_{4h}^6 - P4/$ <i>mnc</i>, слоистая. Бипирамидаль- ный, {001}, {111}. Зернистый</p>	<p>Совер- шенная по {001}. Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, желтый</p>	<p>$n_o = 1,349,$ $n_e = 1,342$</p>
<p>Селлаит MgF_2</p>	<p>Тетр., $D_{4h}^{14} - P4_2/$ <i>mmt</i>, цепочечная. Призматический, игольчатый. {100}, {110}, {111}, {101}. Зернистый</p>	<p>Совер- шенная по {110} и {010}. Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, белый</p>	<p>$n_o = 1,390,$ $n_e = 1,378$</p>
<p>Мирабилит $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Mg</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$, островная. Призматический, {100}, {110}, {001}</p>	<p>Совершен- ная по {100}. Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, белый</p>	<p>$n_g = 1,397,$ $n_m = 1,395,$ $n_p = 1,393$</p>
<p>Натрон (сода) $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., $C_S^4 - Cc$, островная. Призматический, {100}, {010}, {001}, {110}</p>	<p>Совер- шенная по {001}. Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, белый</p>	<p>$n_g = 1,440,$ $n_m = 1,425,$ $n_p = 1,405$</p>

6	7	8	9	10	11
5,85— 6,15	3,5—4,0	4	Легко растворяется в HNO_3	Прустит, пираргирит — содержат серебро; киноварь — отрицательная реакция на Cu	В зоне выветривания контактово-метасоматических месторождений и в медистых песчаниках. Медь, малахит, азурит

минералы

ломления $\leq 1,50$

2,99— 3,01	3,5—4	2	Растворяется в H_2SO_4 , HCl и водном растворе AlCl_3	Криолит, криолитионит	В метасоматически измененных гранитах и их пегматитах. Криолит, томсенолит, пахнолит, топаз, флюорит, галенит, сфалерит
3,08— 3,15	5	П. п. тр. легко плавится, слегка вспучиваясь	Растворяется в концентрированной H_2SO_4	Флюорит	В отложениях фумарол, грейзенах, мраморах, доломит-ангидритовой породе и калийных солях. Флюорит, флюгопит, топаз, турмалин
1,49	1,5—2	При 32, 38 °C переходит в Na_2SO_4 . $T_{пл} = 883$ °C	Легко растворяется в воде. Вкус солоновато-горький	Тенардит, сода	В отложениях соляных озер. Тенардит, галит, гипс
1,478	1,0—1,5	2	Легко растворяется в воде	Мирабилит, эпсомит, тенардит	В отложениях содовых озер. Троиа, термонатрит, гейлюссит

1	2	3	4	5
<p>Свяжинит (Mg, Mn, Ca) × × (Al, Fe³⁺) [SO₄]₂ × × F · 14H₂O</p>	<p>Трикл., —. Таблитчатый, {100}, {010}, {110}, {210}. Веерообразные сростки</p>	<p>Совер- шенная по {010}</p>	<p>Светло- желтый,</p>	<p>$n_g=1,444,$ $n_m=1,439,$ $n_p=1,423$</p>
<p>Сассолит H₃BO₃</p>	<p>Трикл., C_i¹—P$\bar{1}$, слоистая. {001}. Чешуйчатый, пластинчатый</p>	<p>Весьма совер- шенная по {001}</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, серый, желтый</p>	<p>$n_g=1,459,$ $n_m=1,456,$ $n_p=1,340$</p>
<p>Эпсомит Mg [SO₄] · 7H₂O Fe, Mn, Ni</p>	<p>Ромб., D₂⁴ — P2₁2₁2₁, остров- ная. Призматический, {110}, {111}. Волокнистый</p>	<p>Совер- шенная по {010}. Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, розо- ватый, зе- леноватый</p>	<p>$n_g=1,461,$ $n_m=1,456,$ $n_p=1,433$</p>
<p>Алюминит Al₂[SO₄]₃ (OH)₄ × × 7H₂O</p>	<p>Мон., —. Игольчатый, Землистый, рых- лый, волокнистый</p>	<p>Землистый</p>	<p>Белый</p>	<p>$n_g=1,470,$ $n_m=1,464,$ $n_p=1,459$</p>
<p>Алуноген Al₂ [SO₄]₃ · 18H₂O</p>	<p>Трикл. C_i¹—P1, островная. Призматический, пластинчатый, {010}, {100}. Волокнистый, плотный, короч- ки</p>	<p>Совер- шенная по {010}</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый, крас- новатый</p>	<p>$n_g=1,470,$ $n_m=1,461,$ $n_p=1,460$</p>

6	7	8	9	10	11
1,67	2	В пламени свечи превращается в пористую массу	Легко растворяется в холодной воде, во влажной атмосфере расплывается, в сухой — теряет воду	Эпсомит	В зоне выветривания. Гипс, пиккерингит, мелантерит, копиапит, ярозит, лимонит
1,48	1	1 Окрашивается в зеленый цвет	Растворяется в воде и этиловом спирте	Бура	В отложениях горячих источников; продукт возгонки фумарол
1,68— 1,70	2—2,5	П. п. тр. дает неплавкую белую массу	Легко растворяется в воде. Вкус горький	Госларит — большие <i>n</i> и <i>ρ</i> ; мирабилит и тенардит — пламя Na	В осадках магнезиально-сульфатных озер, выцветы в сульфидных рудниках. Карналлит, бишофит, казерит, гипс, мирабиллит
1,66— 1,82	1—2	7	Растворяется в кислотах	Метаалюминит, алуноген, квасцы	В зоне окисления кобальтовых месторождений в аридных областях; возгоны вулканов
1,77	1,5—2	Легко плавится, $T_{пл} = 114^{\circ}\text{C}$	Легко растворяется в воде	Алюминит, метаалюминит	Продукт взаимодействия сернокислых растворов с глиноземными минералами. Галотрихит, квасцы, эпсомит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Бура $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Мон., C_{2h}^6 — $C2/c$, слоистая. Короткоприз- матический, {100}, {010}, {111}, {021}, {110}, {001}. Землистый. (75)	Совер- шенная по {100}, несовер- шенная по {110}. Ракови- стый	Бесцвет- ный, бе- лый, серый, зелено- ватый	$n_g = 1,472$, $n_m = 1,469$, $n_p = 1,447$
Пикромерит $\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/a$, островная. Короткоприз- матический, {100}, {001}, {010}, {110}. Зернистый, ко- рочки	Совер- шенная по {201}	Бесцвет- ный, бе- лый, крас- новатый, желтоватый	$n_g = 1,475$, $n_m = 1,462$, $n_p = 1,460$
Гагаринит NaCaYF_6	Гекс., C_{2h}^2 — $P6_3/m$, коорди- национная. Зернистый	Несовер- шенная. Неровный	Бесцвет- ный, жел- тый	$n_o = 1,478$ — 1,501, $n_o = 1,472$ — 1,492
Госларит $\text{Zn}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, Fe, Mg, Cu	Ромб., D_2^4 — $P2_12_12_1$, остров- ная. Игольчатый, во- локнистый	Совер- шенная по {010}	Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый	$n_g = 1,479$, $n_m = 1,475$, $n_p = 1,452$
Пиккерингит $\text{MgAl}_2[\text{SO}_4]_4 \times$ $\times 22\text{H}_2\text{O}$, Fe, Mn	Мон., C_2^1 — $P2$. Игольчатый, призматический, {010}, {110}, {101}. Волокнистый, волосовидный, корочки, налеты	Несовер- шенная по {010}	Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый	$n_g = 1,483$, $n_m = 1,480$, $n_p = 1,475$
Тенардит $\text{Na}_2[\text{SO}_4]$. K	Ромб., D_{2h}^{24} — $Fddd$, островная. Бипирамидаль- ный, пластинча- тый, {111}, {010}, {001}	Совер- шенная по {010}	Бесцвет- ный белый	$n_g = 1,484$, $n_m = 1,474$, $n_p = 1,464$

6	7	8	9	10	11
1,715	2—2,5	1	Растворяется в воде	Сассолин, кернит, тинкалконит	В бороносных соляных озерах засушливых областей. Галит, глауберит, гипс, кальцит
2,028	2,5	2	Растворяется в холодной воде. Горький	Мирабилит, карналлит, астраханит	В морских соляных отложениях. Галит, тенардит, гипс
4,18—4,52	4—4,5	—	Растворяется в кислотах	Флюоцерит, лантанит, бастнезит	В щелочных гранитах и пегматитовых жилах, в альбититах. Бастнезит
1,8—2,0	2	Разлагается при 820—890 °С	Легко растворяется в воде	Пиккерингит, галотрихит, алюминит	В зоне окисления сульфидных месторождений
1,73—1,79	1,5	П. п. тр. легко плавится	В закрытой трубке «плавится», образуя раствор в собственной кристаллизационной воде	Галотрихит, госларит, алюминит	Продукт выветривания пирита и пород богатых алюминием. Мелантерит, эпсомит, гипс
2,664	2,5—3	2	Легко растворяется в воде. Вкус слабосоленый	Мирабилит, эпсомит, сода	В отложениях озер в пустынных областях, фумаролах. Мирабилит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Мелантерит $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Cu — пизанит; Mg — кировит</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/c$, островная. $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{101\}$. Зернистый, кор- ки, сталактиты, волокистый. (75)</p>	<p>Совер- шенная по $\{001\}$ и $\{110\}$. Ракови- стый</p>	<p>Зеленый, синий (пизанит)</p>	<p>$n_g = 1,486$, $n_m = 1,478$, $n_p = 1,471$</p>
<p>Астраханит $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \times$ $\times 4\text{H}_2\text{O}$. K, Fe, Cl</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/a$, островная. Призматический, изометрический, $\{100\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{210\}$. Зернистый, плот- ный</p>	<p>Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый, крас- новатый</p>	<p>$n_g = 1,487$, $n_m = 1,486$, $n_p = 1,483$</p>
<p>Кернит $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$. Изометрический, $\{001\}$, $\{100\}$, $\{110\}$</p>	<p>Совер- шенная по $\{100\}$ и $\{001\}$</p>	<p>Бесцвет- ный, белый</p>	<p>$n_g = 1,488$, $n_m = 1,472$, $n_p = 1,454$</p>
<p>Галотрихит $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \times$ $\times 22\text{H}_2\text{O}$. Mg</p>	<p>Мон., $C_2^1 - P2$, островная. Игольчатый, во- локнистый, спу- танно-волоки- стый</p>	<p>Несовер- шенная по $\{010\}$. Ракови- стый</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, жел- товано-зе- леноватый</p>	<p>$n_g = 1,490$, $n_m = 1,486$, $n_p = 1,480$</p>
<p>Моренозит $\text{Ni}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Mg, Al, Fe</p>	<p>Ромб., $D_2^4 -$ $P2_12_12_1$, остров- ная. Короткопризма- тический (искус- ств.), $\{010\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{111\}$. Корочки, сталак- титы</p>	<p>То же</p>	<p>Зеленый, яблочно- зеленый</p>	<p>$n_g = 1,492$, $n_m = 1,489$, $n_p = 1,469$</p>
<p>Карналлит $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Br, Rb, Cs, Fe</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^4 -$ $P6_{32}$, координа- ционная. Бипирамидаль- ный, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{111\}$. Зернистый</p>	<p>"</p>	<p>Бесцвет- ный, розо- вый, крас- ный, жел- тый, синий</p>	<p>$n_g = 1,494$, $n_m = 1,475$, $n_p = 1,466$</p>

6	7	8	9	10	11
1,8—1,95	2	При $T = 300^\circ\text{C}$ переходит в FeSO_4 . Разлагается при $T = 665^\circ\text{C}$ на Fe_2O_3 и SO_3	Легко растворяется в воде. В закрытой трубке растворяется в собственной кристаллизационной воде	Халькантит	В зоне окисления сульфидных месторождений. Эпсомит, халькантит
2,2—2,3	2,5	П. п. тр. легко плавится	Легко растворяется в воде	Каниит — содержит хлор; пикромерит	В древних и современных соляных озерах; выцветы. Галит, каниит, полигалит
1,95	2,5	П. п. тр. плавится в прозрачное стекло	Хорошо растворяется в кислотах и горячей воде	Бура	В соленосных отложениях. Кальцит, бура улексит, коллеманит
1,89—2,04	1,5—2	П. п. тр. легко плавится	Растворяется в воде	Пиккерингит	Продукт окисления сульфидов железа
1,95	2—2,5	П. п. тр. не плавится	Хорошо растворяется в воде	Мелантерит	Продукт окисления никелевых сульфидов
1,6	2—3	1	В закрытой трубке растворяется в собственной кристаллизационной воде. Вкус жгучий, горько-соленый	Галит и сильвин — сп. совершенная по {100}	В соляных месторождениях морского происхождения. Галит, сильвин, бишофит, кизерит, ангидрит

1	2	3	4	5
Буссенготит (NH ₄) ₂ Mg [SO ₄] ₂ × × 6H ₂ O. Ni	Мон., C _{2h} ⁵ —P2 ₁ /a, островная. Зернистый	Совер- шенная по {201}	Бесцветный	n _g =1,474, n _m =1,471, n _p =1,470
Морит NH ₄) ₂ Fe [SO ₄] ₂ × × 6H ₂ O	Мон., C _{2h} ⁵ —P2 ₁ /a, островная. Зернистый	Совершен- ная по {201}, несо- вершенная по {010}	Бледный синевато- зеленый	n _g =1,499, n _m =1,491, n _p =1,487
Вишневит 6Na [AlSiO ₄] × × Na ₂ [SO ₄] · 3H ₂ O. K, Ca, Cl ⁻ , CO ₃ ²⁻	Гекс, C ₆ ⁶ —P6 ₃ , каркасная. Зернистый	Совер- шенная по {1010}	Синий, светло- голубой, голубовато- синий	n _o =1,499, n _e =1,493
Группа цеолитов: 1. Гмелинит Na ₂ Ca [AlSi ₂ O ₆] ₄ × × 12H ₂ O	Гекс., D _{6h} ⁴ — P6 ₃ /mтс, каркас- ная. Бипирамидаль- ный, таблитча- тый, {0001}, {1010}, {1011}	Ясная по {1010}	Бесцвет- ный, розо- вый, крас- ный	n _e =1,474— 1,484, n _o =1,470— 1,482
2. Шабазит (Ca, Na ₂) × × [AlSi ₂ O ₆] ₂ · 6H ₂ O. Ba, Sr	Триг., D _{3d} ⁵ —R3т, каркасная. Ромбоэдрический, псевдокубиче- ский, {1011}. Зернистый, сек- реции	Ясная по {1011}. Неровный	Бесцвет- ный, белый с бурова- тым, крас- новатым оттенком	n _e =1,478— 1,490, n _o =1,480— 1,485
3. Клиноптилолит (K ₂ , Na ₂ , Ca) (AlSi ₅ O ₁₂) ₂ × 8H ₂ O	Мон., C _{2h} ³ —C2/m, каркасная. Таблитчатый, изометричный. Зернистый, зем- листый	Совер- шенная по {010}	Бесцветный, белый	n _g =1,481— 1,497, n _m =1,479— 1,493, n _p =1,478— 1,491

6	7	8	9	10	11
1,72	2	1	Растворяется в H_2O	Масканьит, морит, нитраммит	При горении терриконов угольных месторождений. Нашатырь, масканьит, морит
1,86	2		Растворяется в H_2O . В закрытой трубке разлагается с выделением NH_3	Буссенготит, масканьит	В зоне техногенеза , при горении терриконов угольных месторождений
2,32— 2,40	5	2	Легко растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Содалит, гаюин, лазурит, афгаинит	В нефелиновых сиенитах и их легматитах. Нефелин, канкринит, полевые шпаты, эгири , циркон, титанит
2,04	4,5	3	Легко растворяется в HCl	Шабазит	В мндалаинах базальтов и других основных пород
2,08— 2,16	4—5	3 Плавится в пузырьстую эмаль	Легко растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Кальцит — растворяется в HCl с выделением CO_2 ; другие цеолиты — иные форма кристаллов и оптические свойства	В мндалаинах базальтов и других эффузивов, в жилах. Кальцит, филлипсит, ломонтит, стильбит, гейландит
2,2	3,5—4	2	Растворяется в HCl	Гейландит и другие цеолиты	Продукт изменения вулканических пород. Монтмориллонит, иллит

1	2	3	4	5
4. Светлозарит $K_2Ca [AlSi_6O_{14}]_4 \times 12H_2O$	Ромб., —, кар- касная. Радиально-воло- книстый	Совершен- ная в трех направле- ниях под углом 90°	Бесцветный, снежно- белый	$n_g = 1,485,$ $n_m = 1,482,$ $n_p = 1,481$
<i>Показатели прел</i>				
5. Натролит $Na_2 [Al_2Si_3O_{10}] \times 2H_2O.$ Ca	Ромб., C_{2v}^{19} — <i>Fda2</i> , каркасная. Призматический, волокнуиый, {110}, {111}. Зернистый, иголь- чатый, плотный. (66)	Совер- шенная по {110}	Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый, зеле- новато- желтый	$n_g = 1,485$ — 1,501, $n_m = 1,476$ — 1,491, $n_p = 1,473$ — 1,489
6. Филлипсит $KCa [Al_3Si_5O_{16}] \times 7,25H_2O$	Мон., C_{2h}^2 — <i>P2₁/m</i> , каркасная. Призматический, {001}, {010}, {011}, {110}. Зернистый, корки	Совер- шенная по {001} и {010}	Бесцвет- ный, бе- лый, серо- ватый, желтова- тый, крас- новатый	$n_g = 1,486$ — 1,514, $n_m = 1,484$ — 1,509, $n_p = 1,483$ — 1,504
7. Стильбит (десмин) (Ca, Na ₂) × × [Al ₂ Si ₅ O ₁₄] · 6H ₂ O	Мон., C_{2h}^3 — <i>C2/m</i> , слоистая. Пластинчатый, призматический, {010}, {001}, {110}, {101}. Сиповидный, лу- чистый. (70)	Совер- шенная по {010}	Белый, желтова- тый, крас- новатый	$n_g = 1,496$ — 1,509, $n_m = 1,494$ — 1,507, $n_p = 1,486$ — 1,498
8. Гейландит (Ca, Na ₂ K ₂) × × [Al ₂ Si ₃ O ₈] ₂ · 5H ₂ O	Мон., C_{2h}^3 — <i>C2/m</i> , каркасная. Изометрический, пластинчатый, {100}, {010}, {001}, {101}, {201}. (70)	То же	Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый, крас- ный	$n_g = 1,505,$ $n_m = 1,499,$ $n_p = 1,498$

6	7	8	9	10	11
2,166	4	—	Растворяется в концентрированной HCl с выделением хлопьевидного студенистого SiO ₂	Морденит и другие цеолиты	В халцедоновых прожилках. Клиноптилолит, морденит, феррьерит

млениа от 1,50 до 1,60

2,23— 2,25	5—5,5	2 Плавится в бесцветное стекло	Легко растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Другие цеолиты — иные оптические свойства	В миндалинах основных эффузивов, в нефелиновых сиенитах и щелочных пегматитах
2,2	4—4,5	3 Плавится в белую эмаль	Легко растворяется в кислотах с выделением студенистого SiO ₂	Гармотам, стильбит	В пустотах и миндалинах эффузивов и щелочных пород. Шабазит, томсонит, натролит, мезолит
2,09— 2,20	3,5—4,0	2—2,5 Плавится в белую эмаль	Растворяется в HCl с выделением порошкового SiO ₂	Другие цеолиты — иные оптическая ориентировка и строение агрегата	В пустотах базальтов и других эффузивов, рудных жилах. Натролит и другие цеолиты, кальцит
2,18— 2,22	3,5—4	1 Вспучивается и плавится в белую эмаль	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Другие цеолиты — иные оптические свойства	В пустотах и жилах эффузивных горных пород. Кальцит, кварц, шабазит и другие цеолиты

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
9. Мезолит $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4 \times$ $\times [\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_2^3-C_2$, каркасная. Игольчатый, волокнистый, землистый, мучнистый	Совер- шенная по {110}, несовер- шенная по {001}	Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый	$n_g=1,507$, $n_m=1,505$, $n_p=1,504$
10. Гармотом $\text{Ba} (\text{K}, \text{Na}) \times$ $\times [\text{Al}_3\text{Si}_7\text{O}_{20}] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_2^2-P_2$, каркасная. Призматический, пластинчатый, {100}, {001}, {110}	Несовер- шенная по {010} и {001}	Белый, се- рый, бурый, красный	$n_g=1,508-$ 1,514, $n_m=1,505-$ 1,509, $n_p=1,503-$ 1,506
11. Ломонит (леонгардит) $\text{Ca} [\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \times$ $\times 4\text{H}_2\text{O}$ Na, K	Мон., $C_2^3-C_2$, каркасная. Призматический, изометрический, {100}, {010}, {110}, {101}. Зернистый, радиально-лучи- стый	Совершен- ная по {010} и {110}	Бесцвет- ный, белый, красный, желтый, бурый	$n_g=1,514-$ 1,525, $n_m=1,512-$ 1,524, $n_p=1,502-$ 1,514
12. Томсонит $\text{NaCa}_2 [\text{AlSiO}_4]_5 \times$ $\times 6\text{H}_2\text{O}$	Ромб., $D_{2h}^6 -$ $Rncn$, каркасная. Призматический, пластинчатый, {110}, {100}, {010}, {001}. (66)	Совер- шенная по {010}	Бесцвет- ный, белый	$n_g=1,516-$ 1,545, $n_m=1,509-$ 1,532, $n_p=1,507-$ 1,530
13. Каулсит $\text{Ca} [\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \times$ $\times 6\text{H}_2\text{O}$	Ромб., —, каркасная. Лейстообразный, {100}, {010}, {101}. Радиально-лучи- стый, корки	То же	То же	$n_g=1,517$, $n_m=1,515$, $n_p=1,512$
14. Сколецит $\text{Ca} [\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \times$ $\times 3\text{H}_2\text{O}$	Мон., C_s^4-Cc , каркасная. Призматический, {010}, {110}, {111}. Волокнистый, игольчатый	Средняя по {110}	Бесцвет- ный, бе- лый, жел- тый, крас- ный	$n_g=1,517-$ 1,521, $n_m=1,516-$ 1,520, $n_p=1,510-$ 1,513

6	7	8	9	10	11
2,27— 2,4	5	Легко плавится	То же	Натролит и другие цео- литы	В пустотах базальтов и других эффу- зивов
2,44— 2,50	4,5	4 Плавится в белое стекло	”	Мезолит, ло- монтит и дру- гие цеолиты	В миндалинах и жилах эф- фузивов. Кварц, каль- цит, цеолиты
2,2—2,3	3,5—4	П. п. тр. легко плавится в белое стекло	”	Гармотом, мезолит и дру- гие цео- литы	В пустотах и миндалинах эффузивов, в гранитах, песчаниках и туфах
2,3—2,45	5—5,5	2—2,5 Плавится в белое стекло	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO ₂	Натролит	В пустотах эффузивов
2,12	2	П. п. тр. легко плавится	Мягкий, по- добен гипсу	Томсонит, гипс	В миндалинах базальтов. Апофиллит, анальцим, филлипсит
2,2—2,4	5—5,5	2,5 Плавится в пузыри- стое стекло	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO ₂	Натролит, томсонит	Жилы и мин- далины в эф- фузивах

Продолженне табл. 18

1	2	3	4	5
<p>15. Жисмондин $\text{Ca}[\text{AlSiO}_4]_2 \times 4\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/c$, каркасная. Псевдооктаэдри- ческий</p>	<p>Ясная по {101}</p>	<p>Белый, бес- цветный, голубой, красный</p>	<p>$n_g = 1,518$— $1,548$, $n_m = 1,516$— $1,543$, $n_p = 1,512$— $1,538$</p>
<p>Нитрокалит (селитра калие- вая) KNO_3</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $R\text{cm}$, остров- ная. Призматический, {010}, {110}, {011}. Зернистый, зем- листый, мучни- стый</p>	<p>Совер- шенная по {011}. Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, серый</p>	<p>$n_g = 1,504$, $n_m = 1,504$, $n_p = 1,332$</p>
<p>Струвит $(\text{NH}_4)\text{Mg}[\text{PO}_4] \times 6\text{H}_2\text{O}$ Мп, Fe</p>	<p>Ромб., C_{2v}^7 — $Rm2_1n$. Изометрический, короткопризма- тический, {001}, {100}, {011}, {101}. Порошковатый</p>	<p>Совершен- ная по {001} и несовер- шенная по {100}. Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, свет- ло-желтый</p>	<p>$n_g = 1,504$, $n_m = 1,496$, $n_p = 1,495$</p>
<p>Таумасит $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \times \text{CaSO}_4 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Гекс., $C_6^6 - P6_3$, цепочечная. Призматиче- ский, {0001}, {1010}. Волокнистый</p>	<p>Несовер- шенная по {1010}</p>	<p>Белый, бу- рый, чер- ный, крас- ный</p>	<p>$n_o = 1,501$, $n_e = 1,486$</p>
<p>Гидроталькит $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3) \times (\text{OH})_{16} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Триг., $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$. Пластинчатый, чешуйчатый</p>	<p>Весьма со- вершенная по {0001}</p>	<p>Белый</p>	<p>$n_o = 1,511$, $n_e = 1,495$</p>
<p>Палыгорскит $\text{Mg}_2\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}] \times (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - A2/m$, слоистая. Спутанно-воло- книстый (горная кожа)</p>	<p>Неровный</p>	<p>Белый, желтый, серый, буроватый</p>	<p>$n_g = 1,512$— $1,555$, $n_p = 1,504$— $1,528$</p>

6	7	8	9	10	11
2,27	4,5	3	То же	Ломонтит, сколецит, томсонит	В базальтах, измененных вулканических породах. Шабазит, томсонит, филлипсит
2,109	2	П. п. тр. на угле дает сильную вспышку	Легко растворяется в воде	Нитронатрит, нитрокальцит, нитраммит	Выцветы в засушливых и пустынных областях, в гуано. Гипс, нитронатрит, струвит
1,714	2	При нагревании разлагается с выделением NH_3	Легко растворяется в кислотах	Буссенготит, морит, масканит, летовицит, коктаит	В гуано, торфяных отложениях и пещерах. Брушит, ньюберрит
1,87	3—3,5	6	Растворяется в HCl с выделением CO_2 и SiO_2	Алюминит, арагонит, бирунит	В скарнах и контактово-метаморфизованных породах, в прожилках среди сульфидных руд, кимберлитах
2,06	2	7	Легко растворяется в кислотах	Тальк, гидромагнезит, артинит, арагонит	В сильно измененных ультраосновных породах
2,1—2,3	2—2,5	П. п. тр. плавится в белое стекло	Разлагается H_2SO_4 с выделением скелета SiO_2	Сепиолит	В осадочных породах (особенно в глинах); жилы в основных породах

1	2	3	4	5
Индерит $Mg_2V_6O_{11} \cdot 15H_2O$	Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$. Игольчатый, призматический	Совершенная по {010}	Бесцветный, белый, розовый	$n_g = 1,515,$ $n_m = 1,492,$ $n_p = 1,488$
Инниоит $Ca_2V_6O_{11} \cdot 13H_2O$	Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/a$, цепочечная. Короткопризматический, {001}, {110}, {100}, {010}. Зернистый	Совершенная по {001}. Неровный	Бесцветный, белый	$n_g = 1,517,$ $n_m = 1,505,$ $n_p = 1,492$
Улексит $NaCaV_5O_9 \cdot 8H_2O$	Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$. Пластинчатый, {001}, {010}, {100}. Волокнистый, спутанно-волоконистый	Совершенная по {010} и несовершенная по {110}	Бесцветный, белый	$n_g = 1,529,$ $n_m = 1,505,$ $n_p = 1,493$
Каинит $KMg [SO_4]Cl \cdot 3H_2O$	Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$, островная. Пластинчатый, призматический, {100}, {010}, {001}	Совершенная по {001}. Занозистый	Серовато-желтовато-белый, красный	$n_g = 1,516$ $n_m = 1,505$ $n_p = 1,494$
Монтмориллонит (Na, Ca) $_{0,33}$ (Al, Mg) $_2 \cdot [Si_4O_{10}] \times (OH)_2 \cdot nH_2O$. Сг — волконскоит	Мон., —, слоистая. Землистый, плотный	Совершенная по {001}. Раковистый (у плотных агрегатов)	Белый, розовый, красный, зеленый (волконскоит)	$n_g = 1,516 - 1,610,$ $n_m = 1,500 - 1,600,$ $n_p = 1,478 - 1,589$
Петалит (Li, Na)[AlSi $_4$ O $_{10}$]. K, Fe, Mn	Мон., $C_{2h}^4 - P2/a$, каркасная. Таблитчатый, короткопризматический. Плотный, зернистый	Совершенная по {001}, несовершенная по {201}. Неровный	Бесцветный, белый, серый, красноватый	$n_g = 1,516,$ $n_m = 1,510,$ $n_p = 1,504$

6	7	8	9	10	11
1,86	3	1	Растворяется в HCl	Индерборит, гидроборациит, курнаковит	В соляных залежах морского происхождения. Гидроборациит, улексит, гипс, ашарит
1,875	2,5—3	1	Растворяется в горячей воде и кислотах	Индерит, курнаковит, улексит	То же
1,96	1	1	Растворяется в горячей воде (Na переходит в раствор) и кислотах	Гидроборациит и другие бораты	В бороносных соляных залежах морского и озерного происхождения. Колеманит, иниоит, индерит
2,13	2—3	2	Легко растворяется в воде. Вкус горько-солевой	Пикромерит, карналлит, бишофит	В морских соляных отложениях. Галлит, карналлит, кизерит
2,06—2,33	1—2	6	Растворяется в кислотах	Каолин, галлуазит и другие минералы глины — иные оптические свойства и кривые нагревания	В зоне выветривания основных изверженных пород и вулканических пеплов; волконскоит — в пестроцветных песчаноглинистых породах
2,39—2,46	6	5	В кислотах не растворяется	Полевые шпаты, кварц, сподумен	В пегматитовых жилах. Лепидолит, сподумен, турмалин, амблигонит, топаз

1	2	3	4	5
<p>Фиброферрит $\text{FeSO}_4(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Mg, Ca, Al</p>	<p>Гекс., —. Игольчатый, призматический, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{101\}$. Волокнистый</p>	<p>Совер- шенная по $\{001\}$</p>	<p>Светло- желтый, зеленовато- серый, светло-зе- леноватый</p>	<p>$n_p = 1,518$— $1,533$, $n_m = 1,518$— $1,534$, $n_g = 1,561$— $1,575$</p>
<p>Бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Вг</p>	<p>Мон., C_{2h}^3—$C2/m$, координац- онная. Призматический, $\{100\}$, $\{110\}$, $\{111\}$. Игольчатый, во- локнистый, пла- стинчатый</p>	<p>Неровный, раков- нистый</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, крас- ный</p>	<p>$n_g = 1,519$— $1,529$, $n_m = 1,506$— $1,507$, $n_p = 1,492$— $1,495$</p>
<p>Сепнолит $\text{Mg}_4[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \times$ $\times (\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ni, Fe, Mn</p>	<p>Ромб., D_{2h}^6 — <i>Rsp.</i>, слоистая. Спутанно-волок- нистый, волосо- видный (морская пенка)</p>	<p>Неровный</p>	<p>Белый, серовато- белый, желтый, бурый</p>	<p>$n_g = 1,508$— $1,579$, $n_m = 1,506$— $1,593$, $n_p = 1,498$— $1,522$</p>
<p>Канкринит $6\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \times$ $\times 2\text{CaCO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Гекс., C_6^6—$P6_3$, каркасная. Призматический, $\{1010\}$, $\{1011\}$. Зернистый</p>	<p>Совер- шенная по $\{1010\}$</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, желтый, серый, красновато- розовый</p>	<p>$n_o = 1,525$, $n_e = 1,498$</p>
<p>Термонаитрит $\text{Na}_2[\text{CO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Ромб., D_{2h}^1 — <i>Rttt</i>, остров- ная. Таблитчатый, пластинчатый, $\{001\}$, $\{010\}$, $\{110\}$. Мучинистый, корочки, выцветы</p>	<p>Несовер- шенная по $\{010\}$</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, серый, желтый</p>	<p>$n_g = 1,524$, $n_m = 1,506$, $n_p = 1,420$</p>

6	7	8	9	10	11
1,84— 2,1	2,5	При нагревании разлагается на Fe_2O_3 , SO_3 и H_2O	Растворяется с образованием осадка гидроксидов железа	Амарантит, глоккерит, батлерит	В зоне выветривания колчеданных месторождений в засушливых областях
1,65	1—2	1	Легко растворяется в воде. Вкус жгучий, горький	Карналлит, каинит	В соляных залежах морского и озерного происхождения. Галлит, сильвин, карналлит, ангидрит
2,0	2—2,5	5	Растворяется в HCl с выделением SiO_2	Палыгорскит	В коре выветривания серпентинитов. Опал, магнезит, гидромагнезит, арагонит, гидроталькит
2,32— 2,51	5—6	2	Легко растворяется в HCl с выделением CO_2 и студенистого SiO_2	Нефелин — нет CO_2 и спайности; содалит — содержит Cl ; полевые шпаты — спайность по двум направлениям	В нефелиновых сиенитах и их пегматитах. Нефелин, полевые шпаты, эгирин, биотит, циркон, титанит
2,26	1—1,5	1	Легко растворяется в воде	Сода, трона	Выцветы в аридных областях, в отложениях соляных озер, продукт возгона фумарол. Сода, трона

1	2	3	4	5
<p>Группа полевых шпатов: 1. Ортоклаз $K [AlSi_3O_8]$. Na, Fe</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$, каркасная. Призматический, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{201\}$. Ромбоэдриче- ский (адуляр), пластинчатый (санидин). Зернистый. (73)</p>	<p>Совер- шенная по $\{001\}$ и по $\{010\}$ (угол 90°). Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, желтый, красный. Иногда иризирует (лунный камень)</p>	<p>$n_g=1,524$, $n_m=1,522$, $n_p=1,518$ (не содер- жащий Na)</p>
<p>2. Баддингтонит $NH_4 [AlSi_3O_8] \times$ $\times 0,5H_2O$</p>	<p>Мон., $P2_1, P2_1/m$, каркасная. Призматический, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{101\}$, $\{201\}$, $\{110\}$</p>	<p>Совер- шенная по $\{001\}$ и $\{010\}$. Неровный</p>	<p>Бесцветный</p>	<p>$n_g=1,534$, $n_m=1,531$, $n_p=1,530$</p>
<p>3. Микроклин $K [AlSi_3O_8]$. Na, Rb, Cs; Fe_2O_3 (пластинки) — солнечный камень</p>	<p>Трикл., $C_1^1 - P\bar{1}$, каркасная. Призматический, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{1\bar{1}0\}$, $\{101\}$. Зернистый. (73)</p>	<p>Совер- шенная по $\{001\}$ и $\{010\}$ (угол $89^\circ 30'$) Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, красный, зеленый (амазонит), иногда иризирует (лунный камень);</p>	<p>$n_g=1,521$, $n_m=1,518$, $n_p=1,514$, (не содер- жащий Na); $n_g=1,530$, $n_m=1,526$, $n_p=1,523$ (обогащен- ный Na)</p>

6	7	8	9	10	11
2,57— 2,59	6	4	В кислотах не раство- ряется	Микроклин, плаггиокла- зы — иные оптические свойства	В извержен- ных и мета- морфических породах, пег- матитовых жилах, кислых кайнотипных эффузивах (санидии), жилах альпий- ского типа (адуляр). Кварц, слюды, плаггиоклазы
2,32	5,5	5	То же	Ортоклаз, микроклин	В гидротер- мально-изме- ненных эффу- зивах
2,57	6	4	„	Ортоклаз — иная опти- ческая ори- ентировка; плаггиокла- зы	В извержен- ных и мета- морфических породах, пег- матитовых жилах. Кварц, слюды, пла- гиоклазы

1	2	3	4	5
<p>4. Ряд плагиоклазов: твердые растворы альбита (Ab) $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анорита (An) $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Содержание Ап (в %): альбит — 0—10, олигоклаз 10—30, андезин 30—50, лабрадор 50—70, битовнит 70—90, анортит 90—100</p>	<p>Трнкл., $C_2^1 - P\bar{1}$, каркасная. Призматический, пластинчатый, {010}, {001}, {110}, {110}, {101}. Полисинтетические двойники; двойниковые полоски по альбитовому закону — тонкие и нечеткие у альбита, ясные и одинаковой ширины у олигоклаза, чередующиеся, четко очерченные, широкие и тонкие у лабрадора, широкие и правильные — у анортита. (73)</p>	<p>Совершенная по {010} и {001} (угол 93—94°). Неровный</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, зеленовато-серый</p>	<p>Альбит: $n_g = 1,538$, $n_m = 1,532$, $n_p = 1,528$. Олигоклаз: $n_g = 1,547$, $n_m = 1,543$, $n_p = 1,539$. Андезин № 40: $n_g = 1,557$, $n_m = 1,553$, $n_p = 1,550$. Лабрадор № 60: $n_g = 1,568$, $n_m = 1,563$, $n_p = 1,560$. Битовнит № 80: $n_g = 1,576$, $n_m = 1,572$, $n_p = 1,567$. Анортит: $n_g = 1,589$, $n_m = 1,583$, $n_p = 1,576$</p>
<p>5. Святославит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$</p>	<p>Ромб., $D_2^3 - P2_12_12$. Призматический, {100}, {011}, {110}</p>	<p>Слабая по {100}. Раковистый</p>	<p>Бесцветный</p>	<p>$n_g = 1,581$, $n_m = 1,578$, $n_p = 1,552$</p>
<p>6. Дмиштейнбергит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^1 - R6/m\bar{m}m$, каркасная. Гексагональные таблички, {0001}, {1010}. Зернистый</p>	<p>Совершенная по {0001}. Раковистый</p>	<p>Бесцветный</p>	<p>$n_g = 1,580$, $n_p = 1,575$</p>

6	7	8	9	10	11
2,61	6	$T_{пл}$ от 1118 ± 4 (Ab) до $1530 \pm 2^\circ C$ (An)	Плагноклазы до № 50 не растворяют- ся в HCl. Более основ- ные — рас- творяются в HCl с вы- делением студенистого SiO ₂	Ортоклаз, микроклин, скаполиты	В извержен- ных и мета- морфических породах, пер- матитовых жилах, жи- лах альпий- ского типа. Кварц, мик- роклин, слю- ды, пирок- сены, амфи- болы
2,64					
2,67					
2,70					
2,73					
2,76					
2,695	6	—	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO ₂	Анортит	В техногенной зоне на горе- лых терико- нах. Когенит, троилит, иоцит, перн- клаз, магне- тит, кордн- рит, волла- стонит
2,73	6	—	Растворяется в кислотах	Святославит, анортит	В горелых отвалах угольных ме- сторождений. Святославит, анортит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Курнаковит $Mg_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$. Зернистый</p>	<p>Несовершенная по {010}</p>	<p>Белый, розовый, серый</p>	<p>$n_g = 1,525$, $n_m = 1,510$, $n_p = 1,489$</p>
<p>Индерборит $CaMgB_6O_{11} \cdot 11H_2O$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, островная. {100}, {001}, {110}. Зернистый</p>	<p>Совершенная по {100}. Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_g = 1,530$, $n_m = 1,512$, $n_p = 1,483$</p>
<p>Берлинит $Al[PO_4]$</p>	<p>Триг., $D_3^4 - P3_121$, каркасная. Призматический, {10$\bar{1}$0}, {10$\bar{1}$1}, {0$\bar{1}$11}. Плотный, зернистый, радиальнолучистый</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, светлорозовый</p>	<p>$n_e = 1,530$, $n_o = 1,524$</p>
<p>Гипс $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, слоистая. Пластинчатый, призматический, {0$\bar{1}$0}, {1$\bar{1}$0}, {111}. Зернистый (алебастр), игольчатый, волокнистый (селенит). Двойники «ласточкин хвост». (75)</p>	<p>Совершенная по {010}, несовершенная по {100} и {111}</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, желтый</p>	<p>$n_g = 1,530$, $n_m = 1,523$, $n_p = 1,520$</p>
<p>Масканьит $(NH_4)_2[SO_4]$</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{16} - Pmc$. Зернистый.</p>	<p>Ясная по {001}</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_g = 1,533$, $n_m = 1,523$, $n_p = 1,521$</p>

6	7	8	9	10	11
1,85	3	П. п. тр. плавится	То же	Индерит, индерборит	В соляных залежах морского происхождения. Гидроборцит, улексит, гипс, колеманит
1,93	2,5—3	П. п. тр. плавится в бесцветное стекло	Растворяется в холодной воде (медленно) в HCl — быстро	Индерит и другие бораты	В соляных залежах морского происхождения. Гидроборцит, иниоит, колеманит, улексит, индерит, пандермит
2,64	6,5	7	Легко растворяется в растворах щелочей, трудно — в кислотах	Вавеллит, варисцит, кварц	Найден в магнетитовых рудах. Лазулит, аугелит
2,32	2	При 70—90 °С медленно, а при 200 °С быстро переходит в $2\text{CaSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$ (бассанит)	Растворяется в HCl, слабо растворяется в воде (0,208 г в 100 см ³ при 25 °С)	Кальцит и другие карбонаты — растворяются в HCl с выделением CO ₂ ; брусит — больший п	В осадочных породах — образует залежи вместе с известняками, ангидритом, глинами, мергелями и солями
1,77	2—2,5	При нагревании разлагается с выделением NH ₃	Растворяется в воде	Буссенготит, морит, нитраммит, арканит	При подземных пожарах и горении терриконов угольных месторождений

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Годовиковит (NH₄) (Al, Fe) × × [SO₄]₂</p>	<p>Гекс., D₃²—P321. Плотный, мело- подобный</p>	<p>Неровный (агрегата)</p>	<p>Белый</p>	<p>n_g = 1,581, n_p = 1,572</p>
<p>Нефелин Na [AlSiO₄]. К</p>	<p>Гекс., C₆⁶—P6₃, каркасная. Призматический, пластинчатый, {0001}, {1010}. Зернистый</p>	<p>Несовер- шенная по {1010}. Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, жел- тый, крас- ный, зеле- ный</p>	<p>n_o = 1,532— 1,547, n_e = 1,529— 1,542</p>
<p>Ньюберит Mg [HPO₄ · 3H₂O</p>	<p>Ромб., D_{2h}¹⁵ — Pbca, островная. Призматический, пластинчатый (изометриче- ский), {100}, {010}. Тоикозернистый, порошковатый, землистый</p>	<p>Совер- шенная по {010}</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>n_g = 1,533, n_m = 1,518, n_p = 1,514</p>
<p>Галлуазит Al₄ [Si₄O₁₀] (OH)₈ × × 4H₂O Fe — ферригаллу- азит</p>	<p>Мои., C₅³—Cт, слоистая. Плотный, земли- стый</p>	<p>Неровный</p>	<p>Белый, желтый, краснова- тый, голу- бой</p>	<p>n = 1,535— 1,550</p>
<p>Апофиллит (фторапофиллит) KCa₄ [Si₄O₁₀]₂F × × 8H₂O Гидроксилапофил- лит KCa [Si₄O₁₀]₂ × × (OH) · 8H₂O</p>	<p>Тетр., D_{4h}⁶ — P4/mлс, слои- стая. Призматический, бипирамидаль- ный, пластинча- тый, {100}, {001}, {111}. (51)</p>	<p>Совер- шенная по {001}, средняя по {110}</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, розо- ватый, красный, голубой</p>	<p>Апофиллит: n_e = 1,537— 1,543, n_o = 1,535— 1,542. Гидрокси- лапофиллит: n_e = 1,543, n_o = 1,542</p>

6	7	8	9	10	11
2,53	2	При нагревании в закрытой трубке выделяется NH_3	Медленно растворяется в воде	Морит, мусканьит, чермит	В зоне техногенеза при сернокислотном разложении материала териконов. Чермит
2,55—2,65	5,5—6	4	Легко растворяется в кислотах с выделением студенистого SiO_2	Кальсилит; кварц — не растворяется в кислотах; полевые шпаты — спайность по двум направлениям; содалит — реакция на Cl ; каукринит — растворяется в HCl с выделением CO_2	В щелочных горных породах. Полевые шпаты, слюды, амфиболы, эгирии, циркон, апатит, титанит
2,1	3	6	Легко растворяется в HCl	Брушит	В гуано, бивнях мамонта. Коллофан, грейит, брушит
2—2,2	1—2	7	При нагревании частично растворяется в кислотах и щелочах. Прилипает к языку	Каолинит, монтмориллонит	В рудных жилах и зоне выветривания. Каолинит, алунит, аллофан.
2,33—2,40	4,5—5	2	Растворяется в HCl с выделением хлопьевидного SiO_2	Натролит и другие цеолиты — иные оптические свойства	В миндалинах эффузивных пород. Натролит, кальцит, кварц

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Бейделлит (Na, Ca) _{0,33} Al ₂ × ×[(Si, Al) ₄ O ₁₀] × ×(OH) ₂ · nH ₂ O. Fe, Cr	Мон., —, сло- истая. Пластинчатый, землистый	Совер- шенная по {001}	Белый, желтый, бурый, красно- ва- тый	n _g = 1,536— 1,565, n _m = 1,535— 1,564, n _p = 1,524— 1,554
Глауберит Na ₂ Ca [SO ₄] ₂	Мон., C _{2h} ⁶ —C2/c, островная. Призматический, пластинчатый, {001}, {100}, {110}, {111}. Зернистый. (75)	Совер- шенная по {001}	Бесцвет- ный, светло- желтый, серый, красный	n _g = 1,536, n _m = 1,535, n _p = 1,515
Бойлеит Zn [SO ₄] · 4H ₂ O	Мон., C _{2h} ⁵ — P2 ₁ /n. Землистый, ко- рочки	Неровный	Белый	n _g = 1,536, n _m = 1,531, n _p = 1,522
Роценит Fe [SO ₄] · 4H ₂ O	Мон., C _{2h} ⁵ — P2 ₁ /n	Зернистый	„	n _g = 1,541, n _m = 1,536, n _p = 1,527
Миниюлит KA [PO ₄] ₂ (OH) × × 4H ₂ O	Ромб., C _{2v} ¹ — Pmm2. Радиально-лучи- стый	Сп. парал- лельно удлинению	Бесцвет- ный, белый	n _g = 1,538, n _m = 1,534, n _p = 1,531
Скаполит. Твердый раствор маршалита (Ma) Na ₄ [AlSi ₃ O ₈] ₃ Cl и мейонита (Me) Ca ₄ [Al ₂ Si ₂ O ₈] ₃ × × CO ₃ . K, SO ₄ ²⁻	Тетр., C _{4h} ⁵ — I4/m, каркасная. Призматический, {100}, {110}, {101}, {111}. Зернистый. (52)	Совер- шенная по {100}, несовер- шенная по {110}. Неровный	Бесцвет- ный, серый, белый, зеленый, голубой (главко- лит)	Маршалит: n _o = 1,532, n _e = 1,522. Мейонит: n _o = 1,607, n _e = 1,571

6	7	8	9	10	11
2,6	1,5	7	Растворяется в кислотах	Каолинит, галлуазит, монтмориллонит	В зоне выветривания рудных месторождений, основных и ультраосновных пород и в лесных почвах
2,7—2,83	2,5—3	П. п. тр. плавится в белую эмаль	Растворяется в воде частично (оставляет осадок CaSO_4), а в HCl — полностью	Лангбейнит, шенит	В отложениях соляных, содовых и сульфатных озер, в выцветах в пустынях. Галит, полигалит, тенардит, гипс, ангидрит
2,41	2	При нагревании разлагается на ZnO , SO_3 и H_2O	Растворяется в воде	Ганингит, госларит, эпсомит	В зоне выветривания — продукт дегидратации госларита
2,20	3	При нагревании разлагается на Fe_2O_3 , SO_3 и H_2O	Растворяется в воде	Эпсомит, госларит	В зоне выветривания — продукт дегидратации мелантерита
2,45	3,5	П. п. тр. плавится в белый шарик	Растворяется в концентрированных кислотах и разбавленном NaOH	Фосфорит	В осадочных породах глауконит-фосфоритового состава
2,58	6	3—4	Частично растворяется в HCl (мейонит легче, чем мариалит) с выделением студенистого или порошкового SiO_2	Полевые шпаты — лучше спайность, не растворяются в HCl	В контактово-метасоматических и метаморфических образованиях, богатых Ca : известняках, мраморах, шелочных породах. Полевые шпаты, пироксены, гранаты, амфиболы, магнетит, эпидот, нефелин
2,78					

1	2	3	4	5
Трона $\text{Na}_3[\text{HCO}_3][\text{CO}_3] \times 2\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$. Призматический, {001}, {100}, {111}, {111}. Волокнистый, землистый, муч- нистый	Совер- шенная по {100}. Неровный	Бесцвет- ный, белый, серый, жел- товато- белый	$n_g = 1,542$, $n_m = 1,494$, $n_p = 1,416$
Шрекингерит $\text{NaCa}_3(\text{UO}_2) \times$ $\times [\text{CO}_3]_3 [\text{SO}_4] \text{F} \times$ $\times 10\text{H}_2\text{O}$	Трикл., $C_1^1 - P1$, слоистая. Пластинчатый, чешуйчатый, {001}, {010}, {110}. Чешуйчатый	В. совер- шенная по {001}	Зеленовато- желтый, зеленый	$n_g = 1,545$, $n_p = 1,496$
Канасит $\text{K}_2\text{Na}_4\text{Ca}_5 \times$ $\times [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \text{F}_4$	Мон., $C_s^3 - Cm$, цепочечная	Совер- шенная по двум направле- ниям. Занозистый	Белый, зеленовато- желтый	$n_g = 1,543$, $n_m = 1,538$, $n_p = 1,534$
Кордиерит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_3 \times$ $\times [\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$, Na, Ca, H ₂ O	Ромб., $D_{2h}^{20} -$ $Cscm$, островная. Призматический, {100}, {001}, {110}, {111}. Зернистый. (66)	Совер- шенная по {010} и несовер- шенная по {100} и {001}. Раковистый	Бесцветный, синий, фио- летовый, бурый	$n_g = 1,538 -$ $1,562$, $n_m = 1,532 -$ $1,560$, $n_p = 1,527 -$ $1,551$. В тонких осколках сильный плеохроизм: N_g — свет- ло-синий, N_m — сине- фиолетовый, N_p — свет- ло-желтый
Гидромагнетит $\text{Mg}_5[\text{CO}_3]_4(\text{OH})_2 \times$ $\times 4\text{H}_2\text{O}$. Fe Ca	Мон., $C_{2h}^5 -$ $P2_1/c$, островная. Пластинчатый, игольчатый, {100}, {110}, {011}. Мелоподобный	Совер- шенная по {010}	Белый	$n_g = 1,545$, $n_m = 1,527$, $n_p = 1,523$

6	7	8	9	10	11
2,14	2,5—3	3	Растворяется в воде	Сода, термонатрит, нахколит	В отложениях содовых озер, соленосных глинах и выцветах на почвах в аридных районах. Сода, термонатрит, нахколит, тенардит, гипс, галит
2,51	2,5	П. п. тр. вспучивается, не плавится	Растворяется в воде и кислотах	Отенит, бета-уранотил, ураногалит и другие урановые слюдки	В зоне окисления урановых месторождений, песчаниках и известняках, в отвалах месторождений
2,71	5,5	2	Растворяется в кислотах с выделением SiO ₂	Фенаксит	В щелочных пегматитах. Нефелин, микроклин, эгирин, фенаксит
2,57—2,78	7—7,5	7	В кислотах не растворяется	Кварц — отсутствует плеохроизм и спайность; корунд — большие <i>n</i> и твердость	В гнейсах и кристаллических сланцах. Пироксены, амфиболы, биотит, кварц, полевой шпат, силлиманит
2,15—2,25	3,5	7	Легко растворяется в кислотах	Брусит — большой <i>n</i> , не содержит CO ₂	В коре выветривания ультраосновных пород. Брусит, магнетит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Вермикулит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{F}^{3+})$ $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}] \times$ $\times (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., $C_s^4 - Cc$, слонстая. Пластинчатый, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{010\}$</p>	<p>Весьма совершенная по $\{001\}$</p>	<p>Бесцветный, желтый, белый, зеленый</p>	<p>$n_g = 1,545 -$ $1,583,$ $n_m = 1,545 -$ $1,583,$ $n_p = 1,525 -$ $1,564$</p>
<p>Халькантит $\text{Cu} [\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}.$ Fe, Mg</p>	<p>Трикл. $C_i^1 - P\bar{1}$, островная. Короткопризматический, пластинчатый, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{111\}$. (76)</p>	<p>Несовершенная по $\{110\}$. Раковнистый</p>	<p>Синий, голубой</p>	<p>$n_g = 1,546,$ $n_m = 1,539,$ $n_p = 1,516$</p>
<p>Группа серпентина: 1. Хризотил $\text{Mg}_6 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_8$</p>	<p>Мон., $Cm, C2, C2/m$, слоистая. Волокнистый, спутанно-волоконистый, плотный (офит)</p>	<p>Расщепляется на тонкие волокна</p>	<p>Белый, желтый, зеленый, черный</p>	<p>$n_g = 1,545,$ $n_m = 1,543,$ $n_p = 1,532$</p>
<p>2. Антигорит $\text{Mg}_6 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_8$</p>	<p>Мон., $Cm, C2, C2/m$, слоистая. Пластинчатый, плотный (серпентин). Бастит — гомоосевая псевдоморфоза по ромбическому пироксену</p>	<p>Совершенная по $\{001\}$</p>	<p>Зеленый, темно-зеленый, бурый, зеленовато-черный</p>	<p>$n_g = 1,552 -$ $1,574,$ $n_m = 1,551 -$ $1,571,$ $n_p = 1,546 -$ $1,568$</p>
<p>3. Лизардит $\text{Mg}_6 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_8$</p>	<p>Мон., $Cm, C2, C2/m$, слоистая. Пластинчатый. Тонкозернистый</p>	<p>Совершенная по $\{001\}$</p>	<p>Зеленый, темно-зеленый, белый</p>	<p>$n_g = 1,546 -$ $1,560,$ $n_p = 1,538 -$ $1,554$</p>
<p>Чкаловит $\text{Na}_2 [\text{BeSi}_2\text{O}_6]$</p>	<p>Ромб., $C_{2v}^{19} - F2dd$, каркасная. Пирамидальный, псевдодипирамидальный</p>	<p>Совершенная по $\{001\}$. Неровный, раковнистый</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_g = 1,549,$ $n_m = 1,550,$ $n_p = 1,544$</p>

6	7	8	9	10	11
2,3—2,7	1,5	4 Сильно вспучи- вается при нагревании	Легко рас- творяется в кислотах с выделением порошкова- того SiO_2	Биотит	Возникает при выветривании биотита и флогопита, образует псев- доморфозы по ним
2,1—2,3	2,5	Разлагается с выделе- нием SO_3 при 850— 870 °С	Легко рас- творяется в воде. Вкус металличе- ский, вязу- щий	Пизанит, ме- лантерит — реакция на Fe	В зоне окисле- ния сульфид- ных медных руд. Меланте- рит, пиккерен- гит, кировит, пизанит
2,55	2	7	Растворяется в HCl с об- разованием волокнистого скелета SiO_2	Амфиболовые асбесты — не разлага- ются в кис- лотах, иные оптические свойства	Тонкие жилы в серпентини- тах и доло- митах
2,5—2,7	3,5	7	Растворяется в HCl с вы- делением по- рошкового SiO_2	Керолит, се- пиолит и дру- гие водные спилкаты	В ультраос- новных поро- дах и доло- митах. Пир- роксен, оли- вин, тальк, магнезит, магнетит, хромит
2,55	2,5	7	То же	Антигорит и хрозотил- асбест — удлинение (+)	В ультраос- новных поро- дах. Оливин, пироксены, магнетит, хризотил, антигорит, брейнерит
2,66	6	П. п. тр. легко плавится	Легко рас- творяется в кислотах с выделением хлопьевидно- го SiO_2	Полевые шпаты, нефе- лин, барилит, бериллонит	В нефелино- вых сиени- тах. Натро- лит, содалит, мурманит, эвдиалит

1	2	3	4	5
<p>Брушит Ca [HPO₄]₂ · 2H₂O</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - I2/a$, слоистая. Призматический, игольчатый, таб- литчатый. Порошковатый, землистый</p>	<p>Совер- шенная по {001} и {010}</p>	<p>Бесцветный, белый, бледно- желтый</p>	<p>$n_g = 1,551$, $n_m = 1,546$, $n_p = 1,539$</p>
<p>Вавеллит Al₃ [PO₄]₂ (OH)₃ × × 5H₂O. Fe, F</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{16} -$ <i>Rstt</i>, островная. Призматический, длиннопризматич- еский, {010}, {010}. Волокнистый, игольчатый, ра- диально-лучи- стый, сферолиты</p>	<p>Совер- шенная по {110} и {010}. Заиозистый</p>	<p>Бесцветный, белый, се- рый, зеле- ный, голу- бой, желтый</p>	<p>$n_g = 1,552$, $n_m = 1,534$, $n_p = 1,525$</p>
<p>Кварц SiO₂. Al, Fe, Na, Li</p>	<p>Триг., $D_3^4 - P3_121$ и $D_3^6 - P3_221$, каркасная. Призматический, {1010}, {1011}, {0111}. Правый: {5161}, {1121}. Левый: {6151}, {2111}. Зернистый (гра- нулированный кварц), пылевид- ный (маршалит). (57)</p>	<p>Несовер- шенная по {1011}, {0111}, {1010}. Ракови- стый, неровный. Отдельность по {1011} (кварц раз- листован- ный)</p>	<p>Бесцветный (горный хрусталь), белый, се- рый, фиоле- товый (аме- тист), чер- ный (мо- рион), золо- тисто-жел- тый (цит- рин), дым- чатый (гор- ный хру- сталь)</p>	<p>$n_e = 1,553$, $n_o = 1,544$</p>

6	7	8	9	10	11
2,328	2,5	П. п. тр. плавится	Легко растворяется в кислотах	Ньюберит, струвит	В залежах фосфатов различного происхождения, в гуано, пещерах, на костях ископаемых животных и Древнего человека
2,36	3,5—4	6	Легко растворяется в кислотах и КОН	Варисцит, эвансит, псевдовавеллит и другие водные фосфаты алюминия — иные оптические свойства	В фосфоритах, фтанитах, углисто-кремнистых сланцах, лимонитах, кварцевых жилах. Пирит, варисцит, эвансит и другие фосфаты алюминия
2,65	7	7	Растворяется в HF, с трудом разлагается щелочами	Нефелин — легко растворяется в кислотах, топаз — совершенная спайность по {001}, $\rho = 3,5—3,8$; фенакит — высокий n и ρ ; кордирит — сильно плеохроичен; олигоклаз — сп. совершенная по двум направлениям	Жилы, во многих горных породах. Полевые шпаты, слюды, амфиболы, сульфиды и др.

1	2	3	4	5
<p>Халцедон (тонковолокнистая разновидность кварца) SiO₂</p>	<p>Плотный, натечный, почковидный, сталактиты, корочки и др.</p>	<p>Неровный</p>	<p>Белый, серый (кремень), красный (сердолик), полосчатый с различно окрашенными слоями (агат), голубовато-зеленый (хризопраз)</p>	<p>$n_e = 1,539$ — 1,544, $n_o = 1,526$ — 1,535</p>
<p>Вертушковит K₂C₂O₄ · H₂O</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - A2/a$, островная. Пластинчатый, ромбоздрический, {100}, {011}, {111}, {311}. Мелкозернистый</p>	<p>Ясная по {100}. Неровный</p>	<p>Бесцветный, коричневый</p>	<p>$n_g = 1,557$, $n_m = 1,491$ $n_p = 1,432$</p>
<p>Кокимбит Fe₂[SO₄]₃ · 9H₂O</p>	<p>Триг., $D_{3h}^2 - P\bar{3}1c$, островная. Бипирамидальный, призматический, {10$\bar{1}$0}, {10$\bar{1}$1}. Тонкозернистый</p>	<p>Несовершенная по {10$\bar{1}$1}</p>	<p>Желтоватобурый, желтый, фиолетовый</p>	<p>$n_e = 1,557$, $n_o = 1,550$</p>
<p>Хлоралюминит AlCl₃ · 6H₂O</p>	<p>Триг., $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, Призматический, {0001}, {11$\bar{2}$0}, {10$\bar{1}$1}. Корочки, сталактиты</p>	<p>—</p>	<p>Бесцветный, белый, желтый</p>	<p>$n_o = 1,560$, $n_e = 1,507$</p>
<p>Артинит Mg₂(CO₃)(OH)₂ × 3H₂O</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$, островная. Игольчатый, волосовидный</p>	<p>Совершенная по {100}</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_g = 1,557$, $n_m = 1,534$, $n_p = 1,489$</p>

6	7	8	9	10	11
2,57— 2,64	6,5 Вязкий	7	Растворяется в HF и щело- чах	Жадент — большой <i>n</i> ; мраморный оникс — тв. 3; смитсонит — тв. 5; опал — содержит H ₂ O	Жилы, в пу- стотах в эф- фузивных по- родах, в коре выветривания основных по- род.
2,13	2,5	1,5	Растворяется в воде	Гумбольтин	Встречается в чаге
2,1	2	При 750— 760°C раз- лагается на Fe ₂ O ₃ , SO ₃ , и H ₂ O	Растворяется в воде	Корнелит и другие вод- ные сульфаты железа	Продукт оки- сления пирита, пирротина, и других суль- фидов
1,68— 1,79	—	—	Легко рас- творяется в воде. Рас- плывается на воздухе	Молизит, лав- ренсит	Продукт воз- гонки кислых фумаролл
2,03	2,5	5	Растворяется в кислотах с выделением CO ₂	Гидромагне- зит, гидро- талькит, ара- гонит	Жилы в сер- пентинизиро- ванных дунит- тах. Гидро- магнетит, бру- сит

1	2	3	5	5
<p>Группа слюд: 1. Лепидолит $K(Li, Al)_3[(Si, Al)_4 \cdot O_{10}](OH)_2$. Mn, Sb, Cs, F</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$, слоистая. Листоватый, че- шуйчатый, {001}</p>	<p>Весьма со- вершенная по {001}</p>	<p>Белый, фиолето- вый, крас- новатый</p>	<p>$n_g n_m =$ = 1,555— 1,556, $n_p = 1,533—$ 1,537</p>
<p>2. Мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}] \times$ $\times (OH)_2$. Li, NH_4^+, Ba, Na, Fe; Cr — фуксит; разновидность с повышенным содержанием SiO_2 — фенгит; Fe — ферримуско- вит, феррифенгит</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, слоистая. Пластинчатый, призматический, бипирамидаль- ный, {001}, {010}, {110}, {221}. Листоватый, че- шуйчатый, тон- кочешуйчатый (серицит), во- локистый (гюм- белит)</p>	<p>Весьма со- вер- шенная по {001}, менее со- вершенная (обнаружи- вается в фи- гурах удара и давления) по {110} и {010}</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, зеленый, красиво- ватый, изум- рудио-зеле- ный (фук- сит)</p>	<p>$n_g = 1,558—$ 1,624, $n_m = 1,582—$ 1,619, $n_p = 1,552—$ 1,570</p>
<p>3. Флогопит $KMg_3[AlSi_3O_{10}] \times$ $\times (OH)_2$. F, Fe — феррифло- гопит</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$, слоистая. Пластинчатый, {001}, {010}, {110}, {221}. Листоватый, чешуйчатый. (72)</p>	<p>Весьма со- вершенная по {001}</p>	<p>Бесцвет- ный, буро- вато-жел- тый, темно- бурый</p>	<p>$n_g = 1,558—$ 1,565, $n_m = 1,558—$ 1,564, $n_p = 1,520—$ 1,535</p>
<p>4. Циннвальдит $KLiFeAl[AlSi_3O_{10}] \times$ $\times (OH)_2$. F</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$, слоистая. Листоватый, че- шуйчатый, {001}</p>	<p>Весьма со- вершенная по {001}</p>	<p>Серый, бурый, зеленый</p>	<p>$n_g = 1,573—$ 1,588, $n_m = 1,571$ 1,585, $n_p = 1,541—$ 1,557</p>

6	7	8	9	10	11
2,8—2,9	2—3	2	Растворяется в кислотах после прокаливания	Мусковит — тугоплавкий, не содержит Li; тайниолит, полилит-ионит, циннвальдит	В грейзенах и жилах гранитных пегматитов. Полевые шпаты, кварц, сподумен, топаз, турмалин, флюорит
2,76—3,10	2,5—3	4	В кислотах не растворяется	Лепидолит и другие литиевые слюды легко пламя, пламя Li; парагонит — пламя Na	В кислых изверженных и метаморфических породах, пегматитовых жилах и грейзенах. Кварц, полевой шпат, биотит
2,70—2,85	2—2,5	5	Растворяется в H ₂ SO ₄	Мусковит — иные оптические свойства	В контактово-метасоматических месторождениях, кристаллических сланцах и щелочных гипербазитах. Диопсид, форстерит, доломит, скаполит, полевые шпаты, шпинель, апатит
2,9—3,2	2,5—3,5	2	Легко растворяется в кислотах	Биотит, мусковит — не содержит Li; лепидолит — после прокаливания немagnитен	В грейзенах и гранитах. Вольфрамит, шеелит, флюорит, топаз, кварц

1	2	3	4	5
<p>5. Парагонит $\text{NaAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \times (\text{OH})_2$ К</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, слоистая. Листоватый, чешуйчатый, {001}</p>	<p>То же</p>	<p>Бесцветный, белый, зеленовато-белый</p>	<p>$n_g = 1,600 - 1,605$, $n_m = 1,594 - 1,599$, $n_p = 1,564 - 1,577$</p>
<p>6. Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3 \times [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ Ti, Мп, Na, Rb, Cs</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2m$, слоистая. Пластинчатый, призматический, {001}, {010}, {110}, {221}. Чешуйчатый, листоватый</p>	<p>„</p>	<p>Вурий, черный, зеленовато-бурый</p>	<p>$n_g = 1,610 - 1,654$, $n_m = 1,604 - 1,653$, $n_p = 1,571 - 1,598$. Сильный плеохроизм: N_g — темно-коричневый, нередко с красным оттенком, темно-зеленый, N_p — желтый, зелено-желтый</p>
<p>7. Сидерофиллит (аннит) $\text{KFe}_3^{2+}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \times (\text{OH})_2$ Ti, Li, Cs, Rb, Ba, Мп, F</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2m$, слоистая. Пластинчатый, {001}, {110}, {110}, {221}. Чешуйчатый</p>	<p>Весьма совершенная по {001}</p>	<p>Темно-бурый</p>	<p>$n_g = 1,697$, $n_m = 1,696$, $n_p = 1,616$</p>
<p>Чароит $\text{K}(\text{Ca}, \text{Na})_2 [\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F}) \cdot \text{H}_2\text{O}$ Ba, Sr</p>	<p>Мон., —, слоистая. Тонковолокнистый</p>	<p>Спайность совершенная по трем направлениям</p>	<p>Сиреневый, фиолетовый</p>	<p>$n_g = 1,554$, $n_m = 1,553$, $n_p = 1,550$</p>

6	7	8	9	10	11
2,89	2,5—3	4	В кислотах не растворяется	Мусковит — иной химический состав	В метаморфических породах, богатых Na, сланцах, амфиболитах. Роговая обманка, альмандин, плагиоклазы, мусковит, кианит
2,71— 3,3	2,5—3	3 Плавится в черное стекло	Разлагается H_2SO_4 с образованием скелета SiO_2	Флогопит — светлее, меньше n , после прокаливания немагнитен	В изверженных и метаморфических породах: гранитах, сиенитах, гнейсах, различных сланцах, в пегматитовых жилах. Кварц, полевые шпаты, мусковит, гранаты
3,30	2,5—3	4	Разлагается H_2SO_4 с образованием скелета SiO_2	Флогопит, биотит	В изверженных и метаморфических породах: гранитах, сиенитах, гнейсах, различных сланцах, в пегматитовых жилах. Кварц, полевые шпаты, мусковит, гранаты
2,54	4—5	—	В кислотах и щелочах не растворяется	Фенаксит, канасит	В метаморфических породах, богатых K. Канасит, тинаксит, кварц, полевые шпаты

1	2	3	4	5
<p>Яхвоитовит $(Ca, Na, K)_{0,1-0,3} \times$ $\times (Cu)_{0,6-1,0} \times$ $\times Fe_{0,5-0,9} \times$ $\times Mn_{0,2-1,2} \times$ $\times [Si_4O_{10}](OH)_2 \times$ $\times 3H_2O$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$, слоистая. Микрозернистый (прожилки и корки)</p>	<p>Раковнистый</p>	<p>Фишаш- ково-зеле- ный</p>	<p>$n_g = 1,560 -$ $1,575,$ $n_p = 1,530 -$ $1,545$</p>
<p>Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_6$</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, слоистая. Тонкочешуяч- тый, землистый</p>	<p>Весьма со- вершенная по {001}</p>	<p>Белый, се- рый, бурый и др.</p>	<p>$n_g = 1,560 -$ $1,570,$ $n_m = 1,559 -$ $1,569,$ $n_p = 1,553 -$ $1,563$</p>
<p>Нонтронит $Na_{0,33}Fe_2^{3+} [(Si,$ $Al)_4O_{10}](OH)_2 \times$ $\times nH_2O$</p>	<p>Мон., —, сло- истая. Землистый, плот- ный</p>	<p>Совер- шенная по {001}. Ракови- стый, зем- лый</p>	<p>Зелено- вато-жел- тый, зеле- ный, буро- вато-зеле- ный</p>	<p>$n_g = 1,570 -$ $1,655,$ $n_m = 1,560 -$ $1,65,$ $n_p = 1,560 -$ $1,625$</p>
<p>Полигалит $K_2Ca_2Mg[SO_4]_4 \times$ $\times 2H_2O$</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, островная. Пластинчатый, {010}, {100}, {110}. Зернистый, волок- нистый</p>	<p>Совер- шенная по {110}</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, серый, ро- зовый, красный</p>	<p>$n_g = 1,567,$ $n_m = 1,562,$ $n_p = 1,547$</p>
<p>Фенакнт $K_2Na_2(Fe^{2+},$ $Fe^{3+})_2[Si_4O_{20}] \times$ $\times (OH, F)$</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, цепочечная. Зернистый</p>	<p>Совершен- ная по двум направле- ниям. Занозистый.</p>	<p>Светло- розовый</p>	<p>$n_g = 1,567,$ $n_m = 1,560,$ $n_p = 1,540$</p>
<p>Берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$. Na, K, Li, Fe, Cr, V, Cs, H₂O — воробьевит</p>	<p>Гекс., $D_{6h}^2 -$ $R6/mcs$, остров- ная (кольцевая). Призматический, бипирамидаль- ный, пластича- тый (ростерит), {0001}, {1010}, {1011}, {1121}. (62)</p>	<p>Несовер- шенная по {0001} и {1010}. Ракови- стый, неров- ный</p>	<p>Бесцвет- ный, жел- тый, белый, зеленый (изумруд), синевато- голубой (аквамари- н), розо- вый (вороб- ьевит), желтый</p>	<p>$n_o = 1,568 -$ $1,602$ $n_e = 1,564 -$ $1,595$</p>

6	7	8	9	10	11
2,14	—	—	Легко припо- лировывается ножом, при- липает к мо- крой поверх- ности	Нонтроит	В окисленных сульфидно- касситерито- вых рудах. Малахит, псев- домалахит, хризоколла
2,61— 2,68	2—2,5	7	В кислотах не растворя- ется. С во- дой становится пластичным	Серицит — меньший <i>n</i> , больше дву- преломление; галлуазит, дикит, нак- рит, монтмо- риллонит	В коре вывет- ривания кис- лых пород, в морских и континенталь- ных глини- стых осадках
2,36	1—2	6	С трудом рас- творяется в HCl с выде- лением студе- нистого SiO ₂	Непуит, монт- мориллонит	В коре выве- тривания сер- пентитовых массивов
2,72— 2,78	2,5—3	1,5	Разлагается в воде с вы- делением гип- са	Пикромерит	В морских со- ляных отложе- ниях. Галит, карналлит, ки- зерит, ланг- бейнит, ангид- рит
2,74	5—5,5	3	Растворяется в кислотах с выделением SiO ₂	Канасит	В щелочных пегматитах. Ортоклаз, не- фелин, эгирии, авгит, канасит
2,63— 2,91	7,5—8	7	В кислотах не растворя- ется	Апатит — тв 5; кварц — мень- ший <i>n</i> ; турма- лин, хризобе- рилл и фена- кит — боль- ший <i>n</i>	В кислых гор- ных породах: грантах, пег- матитах, грей- зенах; в квар- цевых жилах. Кварц, поле- вые шпаты, слюды, тоназ, флюорит, фе- накит, хризо- берилл, молиб- денит, арсено- пирит

1	2	3	4	5
<p>Варисцит Al [PO₄] · 2H₂O</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{15} — <i>Rcab.</i> Бипирамидаль- ный, {001}, {111}. Друзы, корки, радиально-лучи- стый</p>	<p>Совер- шенная по {010}. Неровный, раковинный</p>	<p>Бесцвет- ный, блед- но-, голу- бовато- зеленый</p>	<p>$n_g = 1,570$ — 1,597, $n_m = 1,565$ — 1,592, $n_p = 1,550$ — 1,572</p>
<p>Ортохлориты: изоморфная смесь петельчатого сер- пентина — сверд- ловскита (Sv) Mg₁₂[Si₈O₂₀] (OH)₁₆, амезита (At) Mg₈Al₄ [Al₄Si₄O₂₀] · (OH)₁₆ и крошчедтита (Кг) Fe₈²⁺Fe₄³⁺ [Fe₄Si₄O₂₀](OH)₁₆</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — C2/m, слоистая. Пластинчатый, шестоватый, че- шуйчатый, {001}, {010}, {101}, {132}, {112}, {111}. (72)</p>	<p>Весьма совер- шенная по {001}</p>	<p>Белый, зеленый, фиолето- вый (кем- мерерит)</p>	<p>$n_g = 1,571$, $n_m = 1,571$, $n_p = 1,569$. Ярко-синяя интерфе- ренционная окраска. Плеохро- изм: N_g — зеленый, N_p — блед- но-желто- вато-зеле- ный</p>
<p>1. Пеннин (2—3) Sv · At</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — C2/m, слоистая. Пластинчатый, листоватый, {001}</p>	<p>То же</p>	<p>Белый, серый (лейхтен- бергит), зеленый, фиолетовый (кочубент)</p>	<p>$n_g = 1,57$ — 1,59, $n_m = 1,56$ — 1,58, $n_p = 1,56$ — 1,58</p>
<p>2. Клинохлор Sv · (2—3) At</p>	<p>Мон., слоистая Пластинчатый, чешуйчатый, {001}</p>	<p>Весьма совер- шенная по {001}.</p>	<p>Бесцвет- ный, серый, зеленый</p>	<p>$n_g = 1,601$ — 1,61, $n_m = 1,596$, $n_p = 1,595$ — 1,60</p>
<p>3. Прохлорит (2—3) Sv · (1—3) At</p>	<p>Мон., слоистая Пластинчатый, чешуйчатый, {001}</p>	<p>Весьма совер- шенная по {001}.</p>	<p>Бесцвет- ный, серый, зеленый</p>	<p>$n_g = 1,601$ — 1,61, $n_m = 1,596$, $n_p = 1,595$ — 1,60</p>

6	7	8	9	10	11
2,57— 2,75	4,5	5	Растворяется в щелочах, а после сла- бого нагре- ва — в кисло- тах	Вавеллит, аугелит, метаварисцит	В зоне выве- тривания во фтанитах. Ва- веллит и дру- гие фосфаты
2,6—2,75	2,5	5—6	Растворяется в HCl, H ₂ SO ₄ и других сильных кис- лотах с выде- лением студе- нистого SiO ₂	Мусковит, биотит — ли- сточки упру- гие, мало воды и иные оптические свойства	В зеленока- менных поро- дах, сланцах. Эпидот, аль- мандин, акти- нолит. Кемме- рерит — в жи- лах альпий- ского типа в хромитовых залежах
2,65— 2,78	2,5	—	Растворяется при кипяче- нии в H ₂ SO ₄	Мусковит, биотит	В зеленока- менных поро- дах, сланцах
2,8—2,9	2,5	—	Растворяется при кипяче- нии в H ₂ SO ₄	Мусковит	В жилах аль- пийского типа. Кварц, рутил, альбит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Гидроборацит $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_{2h}^4 - P2/c$, цепочечная. Игольчатый, ли- стоватый, спутан- но- и параллель- но-волокистый	Совер- шенная по {010} Неровный	Бесцвет- ный, белый, розовый, серый	$n_g = 1,571$, $n_m = 1,534$, $n_p = 1,522$
Аугелит $\text{Al}_2[\text{PO}_4](\text{OH})_3$ Ca, Mn, Fe	Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$, островная. Таблитчатый, призматический, игольчатый, {001}, {100}, {010}, {110}. Плотный, зерни- стый	Совер- шенная по {110}. Неровный	Бесцвет- ный, белый, желтый, розовый	$n_g = 1,588$, $n_m = 1,577$, $n_p = 1,574$
Глюцин $\text{CaBe}_4[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4$	Мон., —, цепо- чечная. Мелкие иголки	—	Бесцвет- ный, белый, серый, желтоватый	$n_g = 1,571$, $n_m = 1,560$, $n_p = 1,547$
Фиброферрит $\text{Fe}[\text{SO}_4](\text{OH}) \times$ $\times 5\text{H}_2\text{O}$	Гекс., —, остров- ная. Параллельно-во- локистая асбе- стовидная масса, чешуйчатый	Совер- шенная в одном напра- влении	Зелено- вато- светло- желтый	$n_e = 1,571$, $n_o = 1,513$
Хальконатронит $\text{Na}_2\text{Cu}[\text{CO}_3]_2 \times$ $\times 3\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$, (псевдогекс).	—	Зелено- вато-синий	$n_g = 1,576$, $n_m = 1,530$, $n_p = 1,483$
Группа коппаита: 1. Коппаит $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_4^{3+}[\text{SO}_4]_6$ $(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$. Mg, Cu, Zn	Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, островная. Таблитчатый, {100}, {010}, {001}. Корочки, выцве- ты, рыхлые ско- пления	Совер- шенная по {010}	Серо-, зеле- новато- желтый	$n_g = 1,578$, $n_m = 1,535$, $n_p = 1,520$

6	7	8	9	10	11
2,167	2	2	Растворяется в кислотах	Улексит и другие бораты, гипс	В бороносных соляных залежах морского и озерного происхождения. Индерит, колеманит, иинионт
2,7	5	7	Медленно растворяется в конц. HCl	Вавеллит, варисцит, берлинит	В магнетитовых рудах и жилах. Берлинит, лазурит, пирит, арсенопирит
2,23—2,40	~5	—	Растворяется в кислотах	Уралолит, моразит	В зоне выветривания грейзеновых месторождений с бериллом. Уралолит, моразит
1,8—1,9	2—2,5	При нагревании разлагается на Fe ₂ O ₃ , SO ₃ и H ₂ O	Растворяется в воде. На воздухе теряет часть воды и становится землистым	Хохманит, батлерит, амарантит	В зоне выветривания обычно среди лимонитов
2,27	Мягкий	—	Растворяется в кислотах и воде	Аурихальцит, розанит, азурит	В зоне гипергенеза
2,1—2,2	2,5—3	При 700—750 °C разлагается на Fe ₂ O ₃ , SO ₃ и H ₂ O	Легко растворяется в воде	Ботриоген и другие сульфаты железа	В зоне окисления сульфидных месторождений. Минерал сезонный. Мелантерит, фиброферрит, галотринит

1	2	3	4	5
2. Магнезиокопиапит MgFe ₄ ³⁺ [SO ₄] ₆ (OH) ₂ ·20H ₂ O	Таблитчатый	Совер- шенная по {010}	Зеленовато- желтый	$n_g = 1,573,$ $n_m = 1,529,$ $n_p = 1,507$
3. Купрокопиапит CuFe ₄ ³⁺ [SO ₄] ₆ (OH) ₂ ·20H ₂ O	"	То же	То же	$n_g = 1,620$ $n_m = 1,575$ $n_p = 1,558$
Пинноит MgV ₂ O ₄ ·3H ₂ O	Тетр., C _{4h} — P ₄ ₂ /m, островная. Короткопризма- тический. Тонокзернистый, конкреции	Неровный	Желтый, серовато- зеленовато- желтый	$n_e = 1,575,$ $n_o = 1,565$
Отенит Ca(UO ₂) ₂ [PO ₄] ₂ × ×8H ₂ O	Тетр., D _{4h} ¹⁷ — I ₄ /mmm, сло- истая. Пластинчатый, чешуйчатый, {001}, {110}, {101}, {111}	Весьма совер- шенная по {001}	Зеленый, зеленовато- желтый, желтый	$n_o = 1,577,$ $n_e = 1,553$
Брусит Mg(OH) ₂ . Мп, Fe — ферро- брусит	Триг., D _{3d} ³ — P ₃ m1, слоистая. Пластинчатый, {0001}. Чешуйчатый, волокнистый (немалит)	Совер- шенная по {0001}. Листочки гибкие	Бесцвет- ный, белый, серый, жел- тый, светло- зеленый	$n_e = 1,580 —$ $1,585,$ $n_o = 1,559 —$ $1,566.$ Аномальная интерфе- ренционная окраска
Ботриоген MgFe[SO ₄] ₂ (OH) × ×7H ₂ O. Zп	Мон., C _{2h} ⁵ — P ₂ ₁ /n, островная. Призматический, {010}, {110}, {111}	Совер- шенная по {010}. Раковистый	Темно- красный, охряно- желтый	$n_g = 1,582,$ $n_m = 1,530,$ $n_p = 1,523$

6	7	8	9	10	11
2,13	2,5—3	4—5	Легко растворяется в воде — раствор кислый	Мелантерит и другие сульфаты железа	В зоне окисления сульфидных месторождений. Минерал-эфемер
2,1	2,5	5	Легко растворяется в воде	Пизанит, купрокировит и другие сульфаты железа	В зоне окисления сульфидных месторождений
2,27	3,5	3	Растворяется в разбавленных кислотах	Индерит, курнаковит, галургит	В соляных залежах морского происхождения. Борацит, гидроборацит, иниоит, индерит, курнаковит
3,1—3,29	2,0—2,5	2,5 П. п. тр. сплавляется в черное стекло	Легко растворяется в кислотах. Флюоресцирует в ультрафиолетовых лучах	Метаотенит, салеит, торбернит и другие урановые слюдки	В зоне окисления урановых месторождений
2,4	2,5 (после прокаливания увеличивается до 5—5,5)	7	Растворяется в HCl	Гиббсит, гипс, мусковит	В серпентинитах—арагонит, магнезит, гидромагнезит. В мраморах — псевдоморфозы по периклазу
2,14	2,5	Разлагается на MgO, Fe ₂ O ₃ , SO ₃	Растворяется в HCl, частично — в кипящей воде	Копиапит, цинкботроноген, кокимбит и другие сульфаты железа	В зоне окисления колчеданных месторождений в засушливых районах, в зоне подземных колчеданных пожаров. Халькантит, кировит, копиапит, гипс

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Метаварисцит Al [PO ₄] ₂ ·2H ₂ O. V, Cr	Мон., C _{2h} ² — P2 ₁ /m. Таблитчатый, призматический, {010}, {110}, {130}, {011}. Зернистый	Несовер- шенная по {010}	Светло- зеленый, зеленый	n _g = 1,582, n _m = 1,558, n _p = 1,551
Нахколит Na [HCO ₃]. Ca, Al, Fe	Мон., C _{2h} ⁵ — P2 ₁ /n, цепочеч- ная. Призматический, {010}, {110}, {101}. Рыхлый, земли- стый	Совер- шенная по {101}, средняя по {100}. Ракови- стый	Бесцвет- ный, белый, серый	n _g = 1,583, n _m = 1,503, n _p = 1,378
Бавенит Ca ₄ [Be ₂ Al ₂ Si ₉ O ₂₆]× × (OH) ₂ . Na, K, B	Ромб., D _{2h} ¹⁷ — Стст, каркас- ная. Плоскопризма- тический, {100}, {010}, {120}. Радиально-пла- стинчатый	Совер- шенная по {100}, исовер- шенная по {010}	Белый, светло- зеленый, бледно- розовый	n _g = 1,583— 1,597, n _m = 1,579— 1,588, n _p = 1,578— 1,587
Кизерит Mg [SO ₄]·H ₂ O	Мон., C _{2h} ⁶ — A2/a, островная. Бипирамидаль- ный, {110}, {111}, {011}. Зернистый, плотный	Совер- шенная по {111} и {110}. Неровный	Бесцвет- ный, белый, желтый	n _g = 1,584, n _m = 1,533, n _p = 1,520
Гиббсит (гидра- гиллит) Al(OH) ₃ . Fe	Мон., C _{2h} ⁵ — P2 ₁ /n, слоистая. Пластинчатый, {001}, {100}, {110}. Тонкошешуча- тый, скрыто- кристалличе- ский, землистый	Совер- шенная по {001}	Бесцвет- ный, свет- ло-зеленый, желтый, красновато- желтый	n _g = 1,587, n _o = 1,566

6	7	8	9	10	11
2,54	3,5	6	Растворяется в HCl после слабого нагревания	Варисцит, вавеллит, аугелит, берлинит	Продукт изменения варисцита
2,21	2,5	П. п. тр. легко плавится	Легко растворяется в воде	Сода, тенардит, трона, мирабилит	В осадочных горных породах, сланцах, мергелях, соляных пластах. Выцветы. Гейлюссит, тенардит, трона, бура
2,71— 2,77	5,5—6	П. п. тр. Легко плавится. Сильно вспучивается	В кислотах не растворяется	Бертрандит, стильбит, натролит	В пегматитовых и плагиоклазитовых жилах. Берилл, флюорит, бертрандит, флогопит, фенакит
2,57	3,5	П. п. тр. легко плавится	Растворяется в воде	Эпсомит, госларит, ссо-мольнокит	В соляных залежах морского происхождения. Галлит, карналлит, сильвин
2,40	2,5—3 После прокаливания очень твердый	При нагревании разлагается на Al_2O_3 и H_2O	Легко растворяется в горячих щелочах и H_2SO_4	Байерит, нордстрандит, трона, дойлеит, каолинит	В щелочных породах — продукт изменения нефелина; в бокситах и лимонитах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Нитронатрит (натриевая селитра, чилийская селитра) NaNO_3</p>	<p>Триг., D_{3d}^6 — $R\bar{3}c$, островная. Ромбодрический, $\{0001\}$, $\{10\bar{1}1\}$. Зернистый, плотный, корочки, выцветы</p>	<p>Совершенная по $\{10\bar{1}1\}$. Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, желтый, коричневый</p>	<p>$n_o = 1,587$, $n_e = 1,336$</p>
<p>Норбергит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]\text{Mg} \times$ $\times (\text{F}, \text{OH})_2$. Ca, Mn, Fe, Ti</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $R\bar{3}m$, островная. Таблитчатый, $\{100\}$, $\{110\}$, $\{011\}$, $\{111\}$. Зернистый</p>	<p>Неровный, раковистый</p>	<p>Желтый, коричневый, желтовато-коричневый, бесцветный</p>	<p>$n_g = 1,587$ — 1,593, $n_m = 1,566$ — 1,579, $n_p = 1,561$ — 1,567</p>
<p>Давсонит $\text{NaAl}[\text{CO}_3](\text{OH})_2$</p>	<p>Ромб., C_{2v}^{22} — $I\bar{m}2$, депочечная. Игольчатый, волокнистый, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$. Игольчатый</p>	<p>Совершенная по $\{110\}$</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_g = 1,589$, $n_m = 1,537$, $n_p = 1,462$</p>
<p>Тальк $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Fe, Al, Ni</p>	<p>Мон., C_s^4 — Cc, $C2/a$, слоистая. Пластинчатый, $\{001\}$. Чешуйчатый, плотный (жировик, стеатит)</p>	<p>Весьма совершенная по $\{001\}$</p>	<p>Белый, светло-зеленый</p>	<p>$n_g = 1,589$, $n_m = 1,589$, $n_p = 1,539$</p>
<p>Пирофиллит $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Mg, Fe, Cr</p>	<p>Мон., C_s^4 — Cc, $C2c$, слоистая. Пластинчатый, $\{001\}$. Чешуйчатый, плотный (агальматолит)</p>	<p>Весьма совершенная по $\{001\}$</p>	<p>Белый, светло-зеленый</p>	<p>$n_g = 1,600$, $n_m = 1,590$, $n_p = 1,552$</p>

6	7	8	9	10	11
2,24— 2,29	1,5—2	П. п. тр. на угле дает вспышку	Легко рас- творяется в воде. Вкус освежающий	Нитрокалит, нитраммит	Выцветы и отложения в засушли- вых обла- стях. Астра- ханит, гипс, галит, глау- берит, нодаты
3,13— 3,20	6—6,5	4	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO ₂	Оливин, гу- мит, клино- гумит, хонд- родит	В магнезиаль- ных скарнях и кальцифирах. Форстерит, ди- опсид, флого- пит, шпинель, хондродит, гумит
2,44	3	6	Растворяется в кислотах с выделением CO ₂	Арагонит	В осадочных горных поро- дах и камен- ных углях. Доломит, кальцит, ба- рит, флюорит
2,78	1 Листоч- ки гиб- кие, не- упругие	7	В кислотах не растворя- ется. Жир- ный на ощупь	Пирофил- лит — реак- ция на Al; хлориты, слюды	В метаморфи- ческих и гид- ротермально измененных ультраоснов- ных породах. Брейерит, магнезит, хло- рит, актино- лит, гематит
2,65— 2,90	1—1,5 Листоч- ки гиб- кие, не- упругие	7	Растворяется в кислотах	Тальк — от- рицательная реакция на Al	В метаморфи- ческих слан- цах, богатых Al, вторичных кварцитах и кварцевых жи- лах. Андалу- зит, диаспор, корунд, бемит, дикит, сери- цит, кварц, дюмортьерит

1	2	3	4	5
<p>Торбернит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \times$ $\times 12\text{H}_2\text{O}$. As</p>	<p>Тетр., D_{4h}^{17} — $I4/mmm$, слоистая. Пластинчатый, чешуйчатый, {001}, {100}, {101}, {111}, {110}. Чешуйчатый, порошковатый, землистый. (53)</p>	<p>Весьма совершенная по {001}</p>	<p>Изумрудно-зеленый</p>	<p>$n_o = 1,590$ — $1,596$, $n_e = 1,576$ — $1,582$</p>
<p>Алузит $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ Натроалузит $\text{NaAl}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ Оксоноалузит $(\text{H}_3\text{O})\text{Al}_3[\text{SO}_4]_2 \times$ $\times (\text{OH})_6$</p>	<p>Триг., C_{3v}^5 — $R3m$, островная. Ромбоэдрический, таблитчатый, {0001}, {0112}. Землистый, плотный</p>	<p>Совершенная по {0001}</p>	<p>Белый, серый, желтый, красноватый</p>	<p>Алузит: $n_e = 1,592$, $n_o = 1,572$. Натроалузит: $n_e = 1,595$, $n_o = 1,583$. Оксоноалузит: $n_p = 1,588$</p>
<p>Пандермит $\text{Ca}_4\text{V}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Трикл., —, цепочечный. Плотный, землистый, мелоподобный</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Белый</p>	<p>$n_g = 1,593$, $n_m = 1,591$, $n_p = 1,573$</p>
<p>Ксонотит $\text{Ca}_6[\text{Si}_6\text{O}_{17}](\text{OH})_2$</p>	<p>Мон., C_{2h}^4 — $P2/a$, цепочечная. Волокнистый, игольчатый</p>	<p>Совершенная по {010}</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, бледно-розовый</p>	<p>$n_g = 1,595$, $n_m = 1,585$, $n_p = 1,583$</p>
<p>Амблигонит $\text{LiAl}[\text{PO}_4]\text{F}$. Na</p>	<p>Трикл., C_i^1 — $P\bar{1}$, каркасная. Призматический, {100}, {001}, {110}, {110}, {120}, {101}. Зернистый, плотный. (76)</p>	<p>Совершенная по {001}. Неровный</p>	<p>Бесцветный, белый, желтый, зеленоватый, синий, серый</p>	<p>$n_g = 1,598$, $n_m = 1,594$, $n_p = 1,578$</p>

6	7	8	9	10	11
3, 22	2—2,5	2,5 П. п. тр. сплавляется в черный шарик	Легко рас- творяется в кислотах	Цейнерит, отенит и дру- гие урановые слюдки — иной химиче- ский состав	В зоне окисле- ния урановых месторожде- ний , иифиль- трационные залежи в пес- чанниках . Оте- нит и другие вторичные урановые ми- нералы
2,6—2,9 2,6—2,82 2,25	3,5	6	Растворяются в H_2SO_4 и KOH	Алуноген, алюминит	В сильно из- мененных вул- канических по- родах. Каоли- нит, галлуа- зит, кварц, диаспор
2,44	3	—	Растворяется в HCl	Ииоит и другие бора- ты	См. индерит
2,7	6	2,5	Растворяется в HCl с вы- делением SiO_2	Тремолит	В метаморфи- зованных из- вестняках и скарнах
2,98— 3,15	5,5—6	2	С трудом растворяется в кислотах	Монтебразит, сподумен — не содержит F	В гранитных пегматитах. Сподумен, апатит, лепи- долит, турма- лин, поллуцит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Монтебразит LiAl [PO₄](OH)</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, каркасная. Призматический, {100}, {001}, {110}, {110}. Зернистый</p>	<p>Совер- шенная по {001}</p>	<p>Белый, серый, зеленоватый</p>	<p>$n_g = 1,606 -$ 1,632, $n_m = 1,598 -$ 1,608, $n_p = 1,585 -$ 1,597</p>
<i>Показатель</i>				
<p>Куспидин Ca₄[Si₂O₇]F₂</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 -$ $P2_1/a$, островная. Изометрическая, короткостолбча- тый, {110}, {111}. Зернистый</p>	<p>Совер- шенная по {001}</p>	<p>Бесцвет- ный, серый, светло- розовый, красный</p>	<p>$n_g = 1,598 -$ 1,602, $n_m = 1,590 -$ 1,595, $n_p = 1,586 -$ 1,590</p>
<p>Хризокотла (Cu, Al₂[Si₂O₅]) × (OH)₂ · nH₂O</p>	<p>Ромб., —, сло- истая. Почковидный, плотный, земли- стый, корки</p>	<p>Неровный, раковистый</p>	<p>Голубой, голубовато- зеленый, синий, бурый</p>	<p>$n_g = 1,598,$ $n_m = 1,597,$ $n_p = 1,575$</p>
<p>Глауконит $K < 1 (Fe^{2+}, Fe^{3+},$ Al, Mg)₂₋₃ × [(Si, Al)₄O₁₀](OH)₂ × × nH₂O</p>	<p>Мон., $C_{2h}^3 - C2/m,$ слоистая. Землистый, тон- кочешучатый</p>	<p>Совер- шенная по {001}</p>	<p>Зеленый, темно-зеле- ный, зеле- новато- черный</p>	<p>$n_g = 1,610 -$ 1,630, $n_p = 1,590 -$ 1,600</p>
<p>Берtrandит Be₄[Si₂O₇](OH)₂</p>	<p>Ромб., $C_{2v}^{12} -$ $Ccm2_1$, остров- ная. Призматический, таблитчатый, пластинчатый, {001}, {100}, {010}, {110}. Зернистый, ра- диально-лучи- стый</p>	<p>Совер- шенная по {110}, несовер- шенная по {100} и {010}</p>	<p>Бесцветный, белый, светло- желтый, бурый</p>	<p>$n_g = 1,612,$ $n_m = 1,603,$ $n_p = 1,587$</p>

6	7	8	9	10	11
3,0—3,1	6	2	С трудом растворяется в H_2SO_4	Амблигонит, сподумен	В гранитных пегматитах. Сподумен, лепидолит

ломления от 1,60 до 1,65

2,86—2,97	5—6	П. п. тр. плавится с трудом	Растворяется в HNO_3	Ларнит, ранкиннит, мервиннит, гроссуляр	В контактово-метасоматических месторождениях на контакте известняков с траппами. Гранат, диопсид
2—2,3	2—4	7	Растворяется в кислотах с выделением порошкового SiO_2	Малахит — растворяется в HCl с шипением; бирюза — содержит P	В зоне окисления медных месторождений. Малахит, азурит, шаттукит
2,2—2,8	2—3	П. п. тр. плавится с трудом	Разлагается HCl с образованием скелета SiO_2	Хлориты	В осадочных горных породах морского происхождения
2,57—2,63	6	7	Растворяется в H_2SO_4	Бавенит	В гранитных пегматитах. Берилл, турмалин, гердерит, фенакит, хризоберилл, флогопит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Флюоцерит (Ce, La)F₃</p>	<p>Гекс., D_{6h}^4 — $R\bar{6}_3/mmc$, слоистая. Таблитчатый, призматический, {0001}, {1010}, {1120}. Зернистый, плотный</p>	<p>Совершенная по {0001}. Неровный, раковистый</p>	<p>Желтый, красновато-коричневый. Белая</p>	<p>$n_o = 1,612$ — 1,618, $n_e = 1,608$ — 1,611</p>
<p>Лаитаит (La, Ce)₂[CO₃]₃ × 8H₂O</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{10} — $R\bar{6}nb$. Таблитчатый, пластинчатый, {001}, {100}, {010}, {110}. Тоикозернистый, землистый</p>	<p>Совершенная по {010}</p>	<p>Бесцветный, белый, розовый, желтый</p>	<p>$n_g = 1,613$, $n_m = 1,587$, $n_p = 1,515$</p>
<p>Колемаит Ca₂B₆O₁₁ · 5H₂O</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — $R2_1/a$, цепочечная. Изометрический, призматический, {100}, {010}, {110}</p>	<p>Совершенная по {010}. Неровный, раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый, серый</p>	<p>$n_g = 1,614$, $n_m = 1,592$, $n_p = 1,586$</p>
<p>Ангидрит Ca [SO₄]. Sg</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{17} — C_{2v}^{17}, островная. Изометрический, толстотаблитчатый, {010}, {101}, {011} Зернистый</p>	<p>Совершенная по {100}, {010}, {001} (шпат кубический)</p>	<p>Бесцветный, белый, голубоватый, фиолетовый</p>	<p>$n_g = 1,614$, $n_m = 1,576$, $n_p = 1,570$</p>
<p>Амезит Mg₃Al₄ × [Al₄Si₄O₂₀] · (OH)₁₆ Sg — хромамезит</p>	<p>Мон., (псевдогекс.), слоистая. Пластинчатый, чешуйчатый, {001}</p>	<p>Совершенная по {001}</p>	<p>Светло-синева-зеленый</p>	<p>$n_g = 1,615$, $n_m = 1,600$, $n_p = 1,597$</p>

6	7	8	9	10	11
5,70— 6,14	4—5	6	Растворяется в H_2SO_4	Гагаринит, бастнезит, лантанит	В пегматитовых жилах, грейзенах. Ортит, гадолинит
2,69	2,5—3	7 При нагревании разлагается на оксиды редких земель, CO_2 и H_2O	Растворяется в кислотах	Бастнезит	В зоне выветривания — продукт изменения ортита, церита и других TR-минералов
2,42	4,5	2	Растворяется в HCl	Улексит, гидроборацит и другие бораты	В осадочных породах. Гипс, гидроборацит, улексит, инионит
2,98	3,5	3	Растворяется в кислотах	Барит — не растворяется в кислотах; целестин — большие <i>пир</i>	В осадочных горючих породах, жилах. Гипс, кальцит, доломит, галит, сильвий, пирит, халькопирит
2,7	2,5—3	При $600^\circ C$ разлагается, при $900^\circ C$ образуется шпинель	Медленно растворяется в HCl	Хлориты, слюды	Амезит — в метаморфических породах (сланцах). Магнетит, корунд. Хромамезит — в трещинах хромитов

1	2	3	4	5
Эвдиалит $\text{Na}_4(\text{Ca}, \text{Ce})_2\text{Zr} \times$ $\times [\text{Si}_6\text{O}_{17}] \cdot (\text{OH}, \text{Cl})_2$	Триг., $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$. Пластинчатый, призматический, {1010}, {1011}, {0001}	Несовер- шенная по {0001}	Розовый, розовато- красный, бурый, желтый	$n_o = 1,615$ — —1,652, $n_e = 1,610$ — —1,640
Хантит $\text{CaMg}_3[\text{CO}_3]_4$	Триг., $D_3^7 - R32$, островная. Тонкозернистый, порошковатый, мелоподобный, плотный	Землистый	Белый	$n_o = 1,680$, $n_e = 1,517$
Покровскит $\text{Mg}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2 \times$ $\times 0,5\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_{2h}^5 -$ $P2_1/a$. Тонкоигольча- тый, сферолиты	—	Белый	$n_g = 1,619$, $n_p = 1,537$
Топаз $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{F}_2$	Ромб., $D_{2h}^{16} -$ $Pbnt$, островная. Призматический, {120}, {110}, {001}, {111}, {223}. (67)	Совершен- ная по {001}. Ракови- стый, не- ровный	Бесцвет- ный, жел- тый, голу- бой, розо- вый	$n_g = 1,617$ — —1,644, $n_m = 1,609$ — —1,637, $n_p = 1,606$ — —1,635
Амарантит $\text{Fe}[\text{SO}_4](\text{OH}) \times$ $\times 3\text{H}_2\text{O}$	Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$. Призматический, {001}, {100}, {010}. Слутанно-воло- книстый, игольча- тый	Совершен- ная по {010} и {100}	Красно- то-фиоле- товый, бу- ровато-, оранжево- красный	$n_g = 1,621$, $n_m = 1,598$, $n_p = 1,516$
Бонатит $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_{2h}^6 - A2/a$. Зернистый (псев- доморфозы по халькантиту)	Ясная по {010}. Зернистый	Бледно- голубой	$n_g = 1,618$, $n_m = 1,577$, $n_p = 1,554$
Пуатвенит $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ Fe	Мон., $C_{2h}^6 - A2/a$. Зернистый	Зернистый	Розовый	$n_g = 1,636$, $n_p = 1,610$

6	7	8	9	10	11
2,93	5—5,5	3—5 Плавится в зеленое стекло	Растворяется в HCl с выде- лением студе- нистого SiO ₂	Гранат и ру- бин — боль- ший <i>n</i>	Нефелиновые сиениты и их пегматиты. Нефелин, по- левые шпаты, эгирин, тита- нит
2,696	4	П. п. тр. не плавится	Легко раство- ряется в хо- лодных кисло- тах, с шипе- нием	Магнезит, до- ломит, арти- нит, гидро- магнезит	В коре вывет- ривания доло- митов, серпе- нтинитов, в пе- щерах («гор- ное молоко»)
2,51	3	При нагре- вании раз- лагается на MgO, CO ₂ и H ₂ O	Растворяется в разбавлен- ной HCl	Магнезит, артинит, ара- гонит	В доломит- магнетитовой жиле
3,49— 3,56	8	7	В кислотах не растворя- ется	Кварц — меньшие <i>n</i> и <i>ρ</i> , отсутствует спайность; фенакит — большой <i>n</i>	В гранитных пегматитах и грейзенах. Кварц, берилл, слюды, поле- вые шпаты, флюорит, тур- малин
2,19	2,5	При нагре- вании раз- лагается на Fe ₂ O ₃ , SO ₃ и H ₂ O	Растворяется в HCl	Хохманит, батлерит, фиброферрит	В зоне вывет- ривания суль- фидных место- рождений. Фиброферрит, копиапит, халькантит, кокимбит
2,66	2—2,5	При нагре- вании раз- лагается на CuO, SO ₃ и H ₂ O	Растворяется в воде	Халькантит, бутит, мелан- терит	В зоне вывет- ривания — продукт дегид- ратации халь- кантита
3,2	3,5	То же	То же	Бутлерит, кокимбит, пиккерингит	В зоне вывет- ривания — продукт дегид- ратации бо- наттита

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Ганнингит $Zn[SO_4] \cdot H_2O$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - A2/a$. Зернистый, порошковатый</p>	<p>Зернистый</p>	<p>Белый</p>	<p>$n_g = 1,630$, $n_p = 1,577$</p>
<p>Хондродит $2Mg_2[SiO_4]Mg(F, OH)_2$ Fe, Mn</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/n$, островная. Изометрический, призматический, пластинчатый, $\{001\}$, $\{101\}$, $\{101\}$, $\{100\}$</p>	<p>Несовершенная по $\{100\}$. Раковистый</p>	<p>Желтый, бурый, желто-зеленый, красный</p>	<p>$n_g = 1,623$, $n_m = 1,603$, $n_p = 1,593$ (у железистых разностей возрастает на 0,020—0,030)</p>
<p>Волластонит $Ca_3[Si_3O_9]$ Fe, Mn, Mg</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, лепочечная. Пластинчатый, $\{100\}$, $\{001\}$, $\{120\}$, $\{1\bar{2}0\}$, $\{101\}$, $\{101\}$. (76)</p>	<p>Совершенная по $\{100\}$, хуже по $\{001\}$</p>	<p>Белый, серый, желтый</p>	<p>$n_g = 1,631 - 1,636$, $n_m = 1,628 - 1,634$, $n_p = 1,618 - 1,622$</p>
<p>Мелилит $(Ca, Na)_2(Mg, Al)[Si, Al]_2O_7$ Твердый раствор геленита $Ca_2Al[AlSiO_7]$ и акерманита $Ca_2Mg[Si_2O_7]$</p>	<p>Тетр., $D_{2d}^3 - P\bar{4}2_1m$, островная. Призматический, изометрический, $\{100\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{101\}$. Зернистый</p>	<p>Ясная по $\{001\}$ и $\{110\}$</p>	<p>Бесцветный, белый, бледно-желтый, бурый, зеленоватожелтый, голубой</p>	<p>Акерманит: $n_o = 1,633$, $n_e = 1,639$. Геленит: $n_e = 1,658$, $n_o = 1,669$</p>

6	7	8	9	10	11
3, 2	2, 5	При нагревании разлагается на ZnO , SO_3 и H_2O	Растворяется в воде	Бойлеит, роцеинит	В зоне выветривания — продукт дегидратации госсларита
3, 16— 3, 26	6	6	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Гумит, клиногумит, оливин — большой n ; граиат — изотропный	В метаморфизованных известняках и доломитах на контактах с массивнокристаллическими породами, в скарнах и карбонатах. Оливин, флогопит, граиат, пироксен, гумит
2, 87— 3, 09	5	7	То же	Псевдоволластонит (цикловолластонит); тремолит — игольчатый, волокнистый, $C : N_g = 10—20^\circ$; диопсид — большой n , нерастворим в HCl	В мраморизованных известняках, скарнах и кристаллических сланцах. Диопсид, эпидот, гроссуляр, везувиан, кальцит
2, 96— 3, 04	5, 5—6	5	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Полевые шпаты, цоизит, везувиан	Геленит — в мраморах. Мелилит — в основных и ультраосновных породах, богатых Са. Акерманит в природе неизвестен, только в металлургических шлаках

1	2	3	4	5
Целестин Sr [SO ₄]	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rmta</i> , островная. Призматический, пластинчатый, {010}, {001}, {110}, {011}, {102}. (68)	Совершенство по {001}, менее совершенная по {210}	Голубовато-белый, голубовато-серый, бесцветный	$n_g = 1,631$, $n_m = 1,624$, $n_p = 1,622$
Барит Ba [SO ₄]	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rmta</i> , островная. Призматический, пластинчатый, {011}, {102}, {010}, {001}, {110}. Зернистый, плотный, конкреции («розы пустынь»)	Совершенство по {001}, менее совершенная по {210}. Неровный	Бесцветный, белый, голубой, желтый, красный	$n_g = 1,648$, $n_m = 1,637$, $n_p = 1,636$
Гердерит CaBe [PO ₄](OH, F)	Мон., C_{2h}^5 — <i>R2/a</i> , слоистая. Короткостолбчатый, таблитчатый. Радиально-лучистый	Несовершенная по {110}	Бесцветный, светло-желтый, зеленовато-голубой	$n_g = 1,621$, $n_m = 1,612$, $n_p = 1,592$
Крандаллит CaAl [PO ₄] ₂ (OH) ₅ · 5H ₂ O	Триг., D_{3d}^5 — $\bar{R}3m$, островная. Призматический, {0001}, {1120}. Тонкозернистый, мелоподобный, сферолиты, радиально-волокнистый	Совершенство по {0001}	Белый, серый, желтый	$n_o = 1,623$, $n_e = 1,618$
Вивианит Fe ₃ [PO ₄] ₂ · 8H ₂ O. Mg, Mn	Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$. Призматический, игольчатый, {100}, {010}, {110}, {111}. Землистый. (74)	Совершенство по {010}	Синий, темно-синий, бесцветный (в свежем изломе, на воздухе становится синим)	$n_g = 1,633$, $n_m = 1,603$, $n_p = 1,579$. Сильный плеохроизм: N_g — зеленовато-желтый, N_p — синий, очень темный

6	7	8	9	10	11
3,97— 4,0	3,1—3,5	3,5	С трудом растворяется в кислотах, лучше в H_2SO_4	Барит — пламя Ва; ангидрит — меньшие n и ρ ; кальцит, доломит и другие карбонаты — легко растворяются в HCl	В пластах гипса, ангидрита, доломита и глин; в жилах. Галенит, сфалерит
4,5	3—3,5	4	В кислотах, кроме H_2SO_4 , не растворяется	Целестин — пламя Sg; ангидрит — меньшие n и ρ , три направления спайности, углы прямые	В жилах. Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, флюорит, кальцит. Конкрекции в осадочных породах
2,8—3,01	5—5,5	5	Растворяется в кислотах	Гидроксилгердерит, гоацит, берлиинт	В гранитах и гранитных пегматитах. Берилл, касситерит
2,78— 2,93	5	2,5 П. п. тр. сплавляется в белую эмаль	С трудом растворяется в кислотах	Апатит, вавеллит, варисцит	В залежах фосфоритов, лимонитах. Апатит, вавеллит, варисцит
2,68	1,5—2	1,5	Легко растворяется в кислотах	Анапаит	В отложениях болот, глинах и лимонитах, в полостях и трещинах ископаемых костей и раковинах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Сванбергит $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4] \times$ $\times (\text{OH})_6$.</p>	<p>Триг., $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$. Ромбоэдриче- ский (псевдо- кубический), $\{0001\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$. Тонкокристалли- ческие корочки</p>	<p>Совершен- ная по $\{0001\}$</p>	<p>Белый, желтый, желтовато- коричневый</p>	<p>$n_e = 1,646$, $n_o = 1,631$</p>
<p>Черчит $\text{Y}[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^6 - A2/a$. Пластинчатый. Налеты, тончай- шие корочки</p>	<p>Совершен- ная по $\{100\}$, $\{010\}$, $\{001\}$. Раковистый</p>	<p>Белый, желтый, серый</p>	<p>$n_g = 1,645 -$ $1,657$, $n_m = 1,608 -$ $1,631$, $n_p = 1,600 -$ $1,623$</p>
<p>Апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl})$. Мп, Sr, TR, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}</p>	<p>Гекс., $C_{6h}^2 -$ $R\bar{6}_3/m$, островная. Призматический, пластинчатый, бипирамидаль- ный, $\{0001\}$, $\{1010\}$, $\{10\bar{1}1\}$.</p>	<p>Несовер- шенная по $\{0001\}$. Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый, зе- леный, го- лубой, си- ний, фио- летовый, красный, розоватый</p>	<p>Фторапатит: $n_o = 1,633$, $n_e = 1,630$. Хлорапатит: $n_o = 1,667$, $n_e = 1,664$</p>
<p>Фторапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ Хлорапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$</p>	<p>Зернистый, скрытокристал- лический (колло- фан в ископае- мых костях), землистый, кон- креции (фосфо- рит). (62)</p>			
<p>Анапатит $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}[\text{PO}_4]_2 \times$ $\times 4\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, каркасная. Таблитчатый, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{011\}$</p>	<p>Совершен- ная по $\{001\}$, несовер- шенная по $\{010\}$</p>	<p>Зеленый, зеленова- то-белый</p>	<p>$n_g = 1,649$, $n_m = 1,613$, $n_p = 1,602$</p>

6	7	8	9	10	11
3,22	5	6	В кислотах не растворяется	Гояцит, краидаллит	В гипергенных условиях, в бокситах, кварцитах, Кианит, пирофиллит, каолинит
3,26	6	7	Растворяется в кислотах	Рабдофанит	В зоне выветривания гранитов, гранито-гнейсов и пегматитов
3,1—3,2	5	5—6	То же	Берилл — твердость 7,5—8	В изверженных породах, контактово-метасоматических месторождениях, жилах. Кальцит, магнетит, нефелин, пироксен, кварц, титанит, полевые шпаты. В осадочных породах (фосфорит)
2,81	3,5	—	Легко растворяется в кислотах	Бивнианит	В оолитовых железных рудах осадочного происхождения, глинах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Пектолит $\text{NaCa}_2[\text{Si}_3\text{O}_8](\text{OH})$. Мп	Трикл., $C_1^1 - P\bar{1}$, цепочечная. Призматический, {100}, {001}, {010}, {111}. Игольчатый, волокинистый	Совершенство- ная по {100} и {001}	Белый, серовато- белый, светло- красный	$n_g = 1,638 -$ 1,660, $n_m = 1,604 -$ 1,636, $n_p = 1,599 -$ 1,631
Пренит $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \times$ $\times (\text{OH})_2$	Ромб., $C_{2v}^4 -$ $P2mt$, слоистая. Короткопризма- тический, пла- стинчатый, {100}, {010}, {001}, {110}. Зернистый. (66)	Совершенство- ная по {001}. Неровный	Белый, серый, желтый, зеленый	$n_g = 1,635 -$ 1,668, $n_m = 1,618 -$ 1,647, $n_p = 1,610 -$ 1,637
Данбурит $\text{CaB}_2[\text{SiO}_4]_2$	Ромб., $D_{2h}^{16} -$ $R\bar{3}m$, каркасная. Призматический, {001}, {100}, {010}, {110}, {011}, {111}	Несовершенство- нная по {001}. Раковистый	Бесцветный, желтый, бурый	$n_g = 1,636 -$ 1,651, $n_m = 1,633 -$ 1,648, $n_p = 1,630 -$ 1,646
Гемиморфит (ка- ламин) $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \times$ $\times \text{H}_2\text{O}$	Ромб., $C_{2v}^{20} -$ $Imm2$, островная. Таблитчатый, пластинчатый, {001}, {010}, {110}, {101}	Совершенство- ная по {110}, несовершенство- нная по {101} и {001}. Раковистый	Бесцветный, белый, жел- тый, голу- бой, зеле- ный, бу- рый, кори- чевый, черный	$n_g = 1,636,$ $n_m = 1,617,$ $n_p = 1,614$
Ромбоклаз $\text{FeH}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромб., $D_{2h}^{16} -$ $R\bar{3}m$, слоистая. Пластинчатый, {001}, {010}, {110}, {111}. Зернистый, сталактиты	Совершенство- ная по {001}, хо- рошая по {110}. Раковистый	Бесцветный, белый, светло- желтый	$n_g = 1,638,$ $n_m = 1,553,$ $n_p = 1,534$

6	7	8	9	10	11
2,90— 3,13	4,5—5	2	В HCl растворяется с выделением студенистого SiO ₂	Волластонит	В мицелинах и трещинах эффузивных пород. Цеолиты, кальцит
2,8—3,0	6	2	Легко растворяется в HCl	Цеолиты — много H ₂ O	В пегматитах и основных породах. Кальцит, цеолиты
2,97— 3,02	7	3,5	Растворяется в HCl после прокалывания с выделением студенистого SiO ₂	Топаз — совершенная спайность по {001}; андалузит — спайность по {110}; ридмерджнерит	В гранитах, пегматитах, скарнах и гипс-ангидритовых толщах. Волластонит, датолит, геденбергит
3,35— 3,50	5	6	Легко растворяется в кислотах с выделением студенистого SiO ₂	Смитсонит — растворяется в HCl с выделением CO ₂	В зоне окисления цинковых и свинцово-цинковых сульфидных месторождений. Смитсонит, виллемит
2,23	2	П. п. тр. плавится	Легко растворяется в кислотах, в воде — медленно	Фиброферрит, амарантит, хохманит, батлерит	Продукт окисления колчеданной руды в засушливых областях. Халькантит, ромерит, эпсомит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Корнелит $\text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/n$. Пластинчатый, игольчатый, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{110\}$. Волокнистый, корочки</p>	<p>Совершенная по $\{010\}$</p>	<p>Розовый, фиолетовый</p>	<p>$n_g = 1,638$, $n_m = 1,581$, $n_p = 1,567$</p>
<p>Нитрамнт (селитра аммо- ниевая) $\text{NH}_4[\text{NO}_3]$</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{13} -$ <i>Rmm</i>. Зернистый</p>	<p>Зернистый</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_g = 1,637$, $n_m = 1,611$, $n_p = 1,413$</p>
<p>Андалузит $\text{Al}_2[\text{SiO}]_2\text{O}$. Мп — виридин; углистое вещество — хнастолнт</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{12} -$ <i>Rmm</i>, островная. Призматический, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{011\}$. Зернистый. (67)</p>	<p>Совершенная по $\{110\}$. Неровный</p>	<p>Бесцветный, серый, желтый, бурый, зеленый (виридин)</p>	<p>$n_g = 1,639 -$ $1,647$, $n_m = 1,633 -$ $1,644$, $n_p = 1,629 -$ $1,640$</p>
<p>Непуит (ревдин- скит) $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \times$ $\times (\text{OH})_8$. Fe</p>	<p>Мон., $C_2; C_m$; $C2/m$, слоистая. Чешуйчатый, порошокватый, землистый</p>	<p>Совершенная по $\{001\}$</p>	<p>Бледно-зе- леный с го- лубоватым оттенком</p>	<p>$n_g = 1,640 -$ $1,653$, $n_p = 1,618 -$ $1,626$</p>
<p>Еремеевит $\text{Al}_6[\text{BO}_3]_5(\text{OH})_3$</p>	<p>Гекс., $C_{6h}^2 -$ $R6_3/m$, островная. Призматический</p>	<p>Отдельность по $\{0001\}$. Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_o = 1,649$, $n_e = 1,641$</p>

6	7	8	9	10	11
2,306	3	При нагревании разлагается на Fe_2O_3 , SO_3 и H_2O	Растворяется в воде	Кокимбит, лаусенит	В зоне окисления — продукт окисления пирита и других сульфидов. Кокимбит, вольтаит, ремерит
1,72	1,5	При нагревании разлагается на N_2O и H_2O	То же	Масканьит, морит, буссенготит	В гуано и продуктах подземных угольных пожаров
3,1—3,2	6,5—7,5	7	В кислотах не растворяется	Кианит, кордиерит, скаполит	В гнейсах, глинистых и слюдяных сланцах, роговиках, вторичных кварцитах, жилах альпийского типа. Мусковит, кварц, силлиманит, полевые шпаты, гранат, корунд, кианит, рутил, диаспор
2,5—3,2	2—2,5	П. п. тр. не плавится	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Гарниерит, нимит	В коре выветривания ультраосновных пород. Галлуазит, опал, магнетит
3,3	6,5	6 Окрашивает пламя в зеленый цвет	Растворяется в H_2SO_4 и KOH после прокаливании	Родицит	В гранитных пегматитах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Группа турмалина $AB_3C_6[BO_3]_3 \times$ $\times [Si_6O_{18}] \cdot (OH, F)_4$. A — K, Na, Ca; B — Li, Mg, Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al, V^{3+} ; C — Al (обычно), Cr^{3+} , Fe^{3+} , V^{3+} , Zn, Ti	Триг., $C_{3v}^5 - R3m$, островная (коль- цевая). Призматический, игльчатый, $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$. Призматический, игльчатый, зернистый, волокнистый (турмалин- асбест). (58)	Несовер- шенная по $\{10\bar{1}1\}$ и $\{11\bar{2}0\}$. Неровный, раковистый	Бесцветный, черный, зеленый, бурый, красный, синий, иногда по- лихромный	$n_o = 1,638 -$ 1,800, $n_e = 1,612 -$ 1,743. Сильный плеохроизм. Абсорбция: $N_o \gg N_e$
1. Дравит (Na, Ca) (Mg, $Fe)_3Al_6[BO_3]_3 \times$ $\times [Si_6O_{18}] (OH, F)_4$	То же	То же	Бесцветный, бурый, красный, зеленый, синий (индиголит)	$n_o = 1,634 -$ 1,675, $n_e = 1,612 -$ 1,643
2. Эльбант Na(Li, Al, $Fe)_3Al_6[BO_3]_3 \times$ $\times [Si_6O_{18}] (OH, F)_4$	"	"	Бесцветный, (ахронит), красный, розовый (рубеллит), сине-зеле- ный, зеле- ный	$n_o = 1,635 -$ 1,646, $n_e = 1,618 -$ 1,625
3. Лиддикоатит Ca(Li, Al_3) $Al_6 \times$ $\times [BO_3]_3 [Si_6O_{18}] \times$ $\times (O, OH, F)_4$	"	"	Бурый, ро- зовый, зеле- ный, часто полихро- мный	$n_o = 1,637,$ $n_e = 1,621$
4. Увит Ca(Mg, Fe) $_3Al_5 \times$ $\times Mg[BO_3]_3 \times$ $\times [Si_6O_{18}] (OH)_4$	"	"	Бурый, темно- бурый	$n_o = 1,638 -$ 1,660, $n_e = 1,619 -$ 1,639
5. Шерл Na $Fe_3Al_6[BO_3]_3 \times$ $\times [Si_6O_{18}] (OH)_4$	"	"	Черный	$n_o = 1,661 -$ 1,693, $n_e = 1,632 -$ 1,659

6	7	8	9	10	11
3,02— 3,26	7—7,5	3—5	В кислотах (включая HF) не растворя- ется	Роговая об- манка, дю- мортьерит, ко- рунд, шпинель, пироксены	В кварцевых и пегматито- вых жилах, грейзеидах, гнейсах и кри- сталлических сланцах
3,03— 3,25	7	5—7	То же	Везувин, хри- зоберилл, ки- анит, ставро- лит, диопсид, циркон	В эглогитах, амфиболитах, мраморах, пегматитовых жилах
3,02— 3,09	7	7	„	Корунд, спи- нель, хризо- берилл, дра- вит	В гранитных пегматитах. Альбит, клеве- ландит, берилл, лепидолит, петалит
3,02	7,5	7	„	Увит, дравит, ставролит	В пегматито- вых жилах
3,08— 3,16	7	5	„	Ставролит, дравит, лид- диакотит	В скарных месторожде- ниях. Флого- пит, салит, эпидот, аидра- дит
3,17— 3,2	7	3—4	„	Роговая об- манка, эгирин, ферридравит	В извержен- ных и мета- морфических породах, гра- нитах, гнейсах, скарнах, слан- цах, кварце- вых жилах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>6. Бюргерит $\text{NaFe}_3^{3+}\text{Al}_6[\text{BO}_3]_3 \times$ $\times [\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot (\text{O}, \text{OH},$ $\text{F})_4$</p>	<p>То же</p>	<p>То же</p>	<p>Темно-бу- рый, черно- зеленый, зеленый</p>	<p>$n_o = 1,735,$ $n_e = 1,655$</p>
<p>7. Хромдравит $\text{Na}(\text{Mg}, \text{V}, \text{Al})_3 \times$ $\times (\text{Cr}, \text{Fe})_3 \times$ $\times [\text{BO}_3]_3 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] \times$ $\times (\text{OH})_4$</p>	<p>„</p>	<p>„</p>	<p>Зеленый</p>	<p>$n_o = 1,778,$ $n_e = 1,772$</p>
<p>8. Ферридравит $(\text{Na}, \text{K})(\text{Mg},$ $\text{Fe}^{2+})_8(\text{Fe}^{3+}\text{Al})_6 \times$ $\times [\text{BO}_3]_3 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] \times$ $\times (\text{O}, \text{OH})_3$</p> <p>Мансфилдит $\text{Al}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}.$ Fe</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{15} — <i>Rcab</i>, каркасная. Сферолиты, корки</p>	<p>Несовер- шенная по $\{201\}$. Раковистый</p>	<p>Черный</p> <p>Белый, светло- серый, зеленый</p>	<p>$n_o = 1,800,$ $n_e = 1,743$</p> <p>$n_g = 1,642,$ $n_m = 1,624,$ $n_p = 1,622$</p>
<p>Лазулит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2 \times$ $\times [\text{PO}_4]_2 (\text{OH})_2$</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/c$, островная. Бипирамидаль- ный, $\{111\}$, $\{101\}$. Зернистый, плот- ный. (74)</p>	<p>Несовер- шенная по $\{110\}$ и $\{101\}$</p>	<p>Голубой, синий, темно-ла- зурио-синий</p>	<p>$n_g = 1,642$ — $1,656,$ $n_m = 1,631$ — $1,646,$ $n_p = 1,608$ — $1,620.$</p> <p>Плеохроизм: $N_g \approx N_m$ — голубой, N_p — бес- цветный</p>

6	7	8	9	10	11
3,31	7	П. п. тр. плавится с трудом	То же	Хромдравит, дравит, рого- вая обманка	В хлорит-талъ- ковых сланцах, кварцевых жилах
3,13	7	7	„	Эльбаит, дра- вит, роговая обманка, шпи- нель	В кварцевых жилах, хлори- товых и тальк- хлоритовых сланцах
3,26	7	5	„	Шерл	В амфиболи- тах, эклоги- тах, пегмати- товых жилах
3,03	3,5—4	П. п. тр. плавится	Растворяется в кислотах	Вавеллит, варисцит	Продукт окис- ления мышьяк- содержащих минералов. Скородит, реальгар, као- линит
3,08— 3,39	5—6	7	В кислотах не растворя- ется	Индиголит и корунд — вы- сокая твер- дость; барба- салит — твер- дость 2; скор- цалит	В метаморфи- ческих слан- цах, вторичных кварцитах, кварцевых и пегматитовых жилах. Рутил, корунд, анда- лузит, дюмор- тьерит, кианит, апатит, гранат, мусковит

1	2	3	4	5
Маргарит $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] \times$ $\times (\text{OH})_2$. Be, Mn	Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, слоистая. Листоватый, че- шуйчатый, {001}	Совершен- ная по {001}	Белый, серый, розовый, желтый	$n_g = 1,644 -$ 1,650, $n_m = 1,643 -$ 1,648, $n_p = 1,630 -$ 1,638
Ашарит (ссайбе- лит) $\text{MgVO}_2(\text{OH})$. Fe, Mn	Ромб., $C_{2h}^5 -$ $P2_1/c$, цепочечная. Войлокообраз- ный, спутанно- волоконистый, землистый, мело- подобный	Неровный	Белый	$n_g = 1,650,$ $n_m = 1,646,$ $n_p = 1,575$

Показатель прелом

Группа амфибо- лов $A_{0-1}B_2Y_5[Z_8O_{22}] \times$ $\times (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$. <i>A</i> — Na, K, Ca; <i>B</i> — Ca, Fe ²⁺ , Li, Mg, Mn ²⁺ ; <i>Y</i> — Al, Cr, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Mg, Ti; <i>Z</i> — Si, Al, Ti	Ромб. и главным образом мон., це- почечная. Длиннопризма- тический до игольчатого и во- локнистого, реже короткостолбча- тый, {010}, {100}, {001}, {011}, {110}. (71)	Совершен- ная по {110} (под угла- ми 124° и 56°). Зернистый, неровный	Бесцветный, светло- зеленый, голубой, синий, темно-синий до черных	$n = 1,593 -$ 1,731. У окрашен- ных разно- стей — очень сильный плеохроизм; у моноклин- ных — косое погасание
1. Антофиллит $(\text{Mg}, \text{Fe})_7 \times$ $\times [\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ромб., $D_{2h}^{16} -$ <i>Rnma</i> . Лучистый, шесто- ватый, волокни- стый (антофил- лит-асбест), плот- ный (нефрит)	Совершен- ная по {110} (угол 125°30')	Светло- серый, зеленова- тый	$n_g = 1,623 -$ 1,664, $n_m = 1,616 -$ 1,651, $n_p = 1,598 -$ 1,647
2. Жедрит $(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}_2 \times$ $\times [\text{AlSi}_7\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Ромб., $D_{2h}^{16} -$ <i>Rnma</i> . Призматический, {100}, {010}, {110}. Игольчатый, волоконистый	То же	Бурый, серый	$n_g = 1,658 -$ 1,691, $n_m = 1,651 -$ 1,676, $n_p = 1,642 -$ 1,669

6	7	8	9	10	11
3,02	3,5—4,5	5	С трудом растворяется в H_2SO_4	Мусковит — твердость 2,5—3	В кристаллических сланцах и слюдитах. Корунд, диаспор, хлориты, флогопит, берилл, хризоберилл
2,65	3	П. п. тр. легко сплавляется в эмаль	С трудом растворяется в кислотах	Гидрооборазит и другие бораты	В соленосных осадочных и контактово-метасоматических месторождениях, серпентинитах. Улексит, гидроборазит, гипс, ангидрит

ления от 1,65 до 1,70

2,9—3,5	5,5—6	3—6	В кислотах не растворяются	Пироксены — иной угол спайности, удлиненная форма кристаллов, больший плеохроизм	В метаморфических и изверженных породах (важные породообразующие минералы)
2,8—3,2	5,5	5—6	В кислотах не растворяется	Тремолит — косое погасание; силлиманит, цоизит	В хлоритовых сланцах, тальк-карбонатных и других метаморфических породах
3,26	6	4	То же	Антофиллит, тремолит	В амфиболитах, эклогитах и кордиеритовых породах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
3. Тремолит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}]\times$ $\times (\text{OH})_2$. Fe, Cr — купферит	Мон., $C_{2h}^5 - C2/m$. Игольчатый, лучистый, волокнистый (тремолит-асбест)	Совершенная по {110} (угол 124°)	Бесцветный, серый, белый, зеленоватый, зеленый (купферит)	$n_g = 1,627,$ $n_m = 1,615,$ $n_p = 1,600.$ $C : N_g =$ $= 15 - 20^\circ$
4. Актинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{F})_5 \times$ $\times [\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$. Призматический. Угольчатый, лучистый, волокнистый (актинолит-асбест), вязкий, плотный (нефрит)	То же	Светло-зеленый, зеленый	$n_g = 1,642 -$ $1,670,$ $n_m = 1,632 -$ $1,663,$ $n_p = 1,622 -$ $1,650,$ Плеохроизм N_g — синевато-зеленый, N_p — желтовато-зеленоватый. $C : N_g =$ $= 10 - 15^\circ$
5. Роговая обманка — объединенное название ряда железистых амфиболитов, содержащих Na, а также Al в позициях Si $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4 \times$ $\times (\text{Al}, \text{Fe}) \times$ $\times ([\text{SiAl}]_8\text{O}_{22}) \times$ $\times (\text{OH})_2$	Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$. Призматический, короткостолбчатый. Псевдоморфоза по пироксену — уралит	Совершенная по {110}	Светло-зеленый до черного, бурый, редко бесцветный	$n_g = 1,63 -$ $1,72,$ $n_m = 1,62 -$ $1,73,$ $n_p = 1,63 -$ $1,66$
5а. Паргасит $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4 \times$ $\times \text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}] \times$ $\times (\text{OH})_2$	То же	Совершенная по {110} (угол 124°)	Бесцветный, бурый	$n_g = 1,635 -$ $1,660,$ $n_m = 1,618 -$ $1,652,$ $n_p = 1,613 -$ $1,640$
5б. Гастингсит $\text{NaCa}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_4 \times$ $\times \text{Fe}^{3+}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}] \times$ $\times (\text{OH})_2$. Cl — дашкесанит	„	Совершенная по {110}	Темно-зеленый	$n_g = 1,714 -$ $1,732,$ $n_m = 1,709 -$ $1,731,$ $n_p = 1,688 -$ $1,705$

6	7	8	9	10	11
2,9—3,0	5,5—6	4	В кислотах не растворяется	Антофиллит, жедрит	В метаморфических породах. Хлорит, эпидот, кальцит
3,1—3,3	5,5—6	4	То же	Эпидот	В кристаллических сланцах. Хлорит, эпидот, альмандин, кальцит, кварц
3,1—3,3	5,5—6	3—4	„	Минералы группы пироксенов	В амфиболах и других метаморфических породах, в изверженных породах
3,07—3,14	6	3—4	„	То же	В скарнах
3,45	5—6	3—4	„	„	В нефелиновых снейитах (миаскитах, мариуполитах)

1	2	3	4	5
5в. Эденит $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5 \times$ $\times [\text{AlSi}_7\text{O}_{22}] \times$ $\times (\text{OH})_2$	„	Совершенная по {110} (угол 124°)	Зеленый, светло-зеленый	$n_g = 1,658$ — 1,684, $n_m = 1,645$ — 1,678, $n_p = 1,634$ — 1,665
6. Куммингтонит $(\text{Mg}, \text{Fe})_7 \times$ $\times [\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Мон., $C_{2h}^3 - P2/m$. Призматический, длиннопризматический, игольчатый	Совершенная по {110}	Светло-, зеленовато-серый, бурый	$n_g = 1,655$ — 1,698, $n_m = 1,640$ — 1,675, $n_p = 1,630$ — 1,666
7. Глаукофан $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2 \times$ $\times [\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$. Призматический, игольчатый. Волокнистый	Совершенная по {110} (угол 121°)	Голубой до темно-синего, почти черного	$n_g = 1,627$ — 1,657, $n_m = 1,622$ — 1,657, $n_p = 1,606$ — 1,642. Плеохроизм: N_g — синий, N_m — фиолетовый, N_p — почти бесцветный. $C : N_g =$ $= 4 - 14^\circ$
8. Арфведсонит $\text{Na}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	Мон., $C_{2h}^3 - C2/m$. Призматический. Зернистый	Совершенная по {110} (угол 124°)	Черный, синева-черный	$n_g = 1,661$, $n_m = 1,656$, $n_p = 1,645$. Плеохроизм: N_g — зеленовато-желтый, N_m — фиолетовый, N_p — синий. $C : N_g = 75^\circ$
Группа пироксенов: $A_{1-p}(X, Y)_{1+p} \times$ $\times [Z_2O_6]$. $A - \text{Ca}, \text{Na};$ $X - \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn},$ $\text{Ni}, \text{Li};$ $Y - \text{Al}, \text{F}^{3+}, \text{Cr},$ $\text{Ti};$ $Z - \text{Si}, \text{Al};$ $p = 0 - 1$	Ромб. и главным образом мон., цепочная. Призматический, короткостолбчатый, {100}, {010}, {001}, {110}, {111}. (71)	Совершенная по {110} (угол 87—88°). Отдельность по {100} и {010}	Белый, бесцветный, темно-зеленый, черный	$n = 1,65$ — 1,830 У темноокрашенных разностей — заметный плеохроизм; у моноклинных — косое погасание

6	7	8	9	10	11
3,10	5—6	3—4	В кислотах не растворяется	Минералы группы пироксенов	В контактово-метасоматических образованиях
3,2—3,3	5,5—6	5—6	То же	Антофиллит, тремолит	В метаморфических породах. Антофиллит, хлорит, биотит
3,1—3,3	5,5—6	3—3,5	„	Турмалин, арфведсонит	В глаукофановых сланцах, эклогитах. Гранат, диопсид (омфацит), цоизит, эпидот, мусковит, рутил, титанит
3,17—3,28	5,5—6	2	„	Глаукофан и другие щелочные обманки	В нефелиновых сненитах и других щелочных породах и их пегматитах. Нефелин, эгирин, плагиоклазы
3,1—3,6	5—6,5	2,5—6	В кислотах не растворяются или растворяются частично	Амфиболы — ние углоспайности (~124°), форма кристаллов и плеохронзм	В изверженных и метаморфических породах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
1. Энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$. Fe	Ромб., $D_{2h}^{15} - Pbsa$. Таблитчатый, игольчатый. Зернистый	Совершенная по {110} (угол 88°)	Бесцветный, белый, серый, желтый, бурый, зеленый	$n_g = 1,660 - 1,674$, $n_m = 1,653 - 1,669$, $n_p = 1,651 - 1,665$
2. Бронзит $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$	Ромб., $D_{2h}^{15} - Pbsa$. Зернистый	То же	Буроватый с бронзовым оттенком	$n_g = 1,682 - 1,700$, $n_m = 1,677 - 1,695$, $n_p = 1,672 - 1,685$
3. Гиперстен $(Mg, Fe)_2 \times [Si_2O_6]$	Ромб., $D_{2h}^{15} - Pbsa$. Зернистый	Совершенная по {110} (угол 88°)	Темно-зеленый, буровато-черный	$n_g = 1,717$, $n_m = 1,713$, $n_p = 1,703$. Плеохроизм: N_g — светло-зеленый, N_m — желтовато-зеленый, N_p — коричневато-розовый
4. Жадеит $NaAl[Si_2O_6]$	Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$. Плотный, волокнистый, зернистый	То же	Бесцветный, белый, зеленый	$n_g = 1,665 - 1,688$, $n_m = 1,657 - 1,673$, $n_p = 1,654 - 1,666$. $C : N_g = 39 - 47^\circ$
5. Сподумен $LiAl[Si_2O_6]$	Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$. Плоскопризматический. Зернистый	Совершенная по {110} (угол 86°45'). Отдельность по {100}	Белый, розовый (кунцит), зеленый (гидденит)	$n_g = 1,676 - 1,681$, $n_m = 1,660 - 1,671$, $n_p = 1,651 - 1,668$

6	7	8	9	10	11
3,1—3,3	6	6	Частично растворяется в HCl	Диопсид и другие пироксены	То же
3,35	5,5	6	В кислотах не растворяется	Энстатит, диопсид и другие пироксены	В изверженных породах
3,3—3,5	5,5	3—4	Частично растворяется в HCl	Энстатит, бронзит, авгит и другие пироксены	В изверженных и метаморфических породах
3,3—3,4	6,5 Очень вязок	3	В HCl не растворяется. Пламя Na	Тремолит, актинолит	В метаморфических породах и контактово-метасоматических месторождениях
3,1—3,2	6,5—7	6	В HCl не растворяется. Пламя Li	Волластонит, диопсид, полевые шпаты	В гранитных пегматитах. Мусковит, турмалин, берилл, лепидолит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
6. Диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. V — лавровит; Cr — хромдиопсид	Мон., C_{2h}^6 — $C2/c$. Призматический. Зернистый	Совершенная по {110} (угол 87°)	Бесцветный, белый, серый, бурый, зеленый	$n_g = 1,696$ — $1,771$, $n_m = 1,672$ — $1,699$, $n_p = 1,665$ — $1,690$ $C : N_g = 38^\circ$
7. Омфацит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Мон., C_{2h}^6 — $C2/c$. Призматический. Зернистый	То же	Зеленый	$n_g = 1,685$ — $1,718$ $n_m = 1,670$ — $1,681$, $n_p = 1,664$ — $1,689$
8. Геденбергит $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Мон., C_{2h}^6 — $C2/c$. Призматический. Зернистый, радиально-лучистый и шестоватый	„	Темно-, буровато-зеленый, зеленовато-черный	$n_g = 1,756$, $n_m = 1,735$, $n_p = 1,727$. Плеохроизм: N_g — светло-зеленый, N_m — желтовато-зеленый, N_p — синевато-зеленый. $C : N_g = 48^\circ$
9. Авгит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$. Ti — титанавгит	Мон., C_{2h}^6 — $C2/c$. Короткопризматический. Зернистый	Совершенная по {110} (угол 87°). Часто отдельность по {001} или {100} (диаллаг)	Зеленый, темно-зеленый, черный, сиреневый (титанавгит)	$n_g = 1,71$ — $1,72$, $n_m = 1,69$ — $1,71$, $n_p = 1,68$ — $1,70$. Плеохроизм: N_g — зеленый, N_m — желтовато-зеленый, N_p — светло-зеленый. $C : N_g = 38$ — 51°

6	7	8	9	10	11
3,27— 3,38	5,5—6	6	В кислотах не растворяется	Энстатит и другие пироксены	В изверженных и метаморфических породах, контактово-метасоматических месторождениях. Андрадит, кальцит, магнетит, эпидот
3,40	5—6	5	То же	Диопсид	В метаморфических и изверженных горных породах, в эклогитах
3,5—3,6	6	2,5—3	„	Диопсид и другие моноклинные пироксены	В контактово-метасоматических месторождениях. Магнетит, полевые шпаты, кальцит, апатит
3,2—3,4	5—6	3—4	„	Геденбергит, диопсид, энстатит и другие пироксены	В эффузивных и интрузивных породах

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
10. Эгирин (акмит) $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Ti, V, Zп, Мп	Мон., $C_{2h}^6 - R\bar{3}c$. Плоскопризматический, игольчатый, {100}, {110}	Совершенная по {110}	Зеленый, бурый, красновато-бурый	$n_g = 1,774 - 1,830$, $n_m = 1,751 - 1,812$, $n_p = 1,741 - 1,770$
Группа карбонатов: 1. Кальцит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ Mg, Fe, Мп	Триг., $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, островная. Ромбодрический, призматический, пластинчатый, {1010}, {1011}, {0001}. Зернистый (мрамор), тонкопослойчатый (мраморный онкс). (59)	Совершенная по {1011}	Бесцветный (исландский шпат), белый, серый, голубой, розовый	$n_o = 1,658$, $n_e = 1,487$
2. Доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$	Триг., $C_{3i}^2 - R\bar{3}$, островная. Ромбодрический, пластинчатый, {1010}, {1011}, {0001}	Совершенная по {1011}	Бесцветный, белый, желтый, буроватый	$n_o = 1,679 - 1,698$, $n_e = 1,502 - 1,513$
3. Магнезит MgCO_3 . Fe — брейнерит	Триг., $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, островная. Ромбодрический, призматический, {1011}, {1010}, {0001}. (59)	То же	Бесцветный, белый, желтый, серый	$n_o = 1,700 - 1,719$, $n_e = 1,509 - 1,527$

6	7	8	9	10	11
3,4—3,6	6—6,5	2	Слабо растворяется в HCl	Турмалин, роговая обманка	В нефелиновых сиенитах и других щелочных породах. Нефелин, полевые шпаты, биотит, кайкринит, титанит, циркон
2,72	3	Диссоциирует при 880—920 °C	Легко растворяется в кислотах (кроме H ₂ SO ₄) на холоде с выделением CO ₂	Арагонит — при кипячении в растворе Co(NO ₃) ₂ становится лиловым	В осадочных и метаморфических породах, в пустотах эффузивных пород, жилах. Кварц, пирит, галенит, халькопирит, доломит
2,85—3,0	3,5—4	Диссоциирует в две стадии при 500 и 890 °C	Слабо растворяется в холодной HCl	Кальцит, магнезит, сидерит и другие карбонаты	В жилах и осадочных породах. Магнезит, сидерит, кальцит, кварц, сульфиды
3—3,09	4—4,5	Диссоциирует при 525 °C	Легко растворяется в горячих кислотах	Кальцит, доломит — пламя Ca; сидерит — магнетен после прокальвания	В жилах и коре выветривания ультраосновных пород. Кальцит, доломит, аикерит, халцедон, опал, магнетит, пирит, халькопирит, галенит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>4. Анкерит Ca(Mg, Fe) (CO₃)₂. Мп</p>	<p>Триг., $C_{3i}^2 - R\bar{3}$, островная. Ромбоэдриче- ский, призматиче- ский, {0001}, {1010}, {1011}. Зернистый, плот- ный. (59)</p>	<p>То же. Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый, желтый, бурый</p>	<p>$n_o = 1,698 -$ $1,741,$ $n_e = 1,513 -$ $1,536$</p>
<p>5. Родохрозит Мп [CO₃]. Fe, Mg, Ca</p>	<p>Триг., $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, островная. Ромбоэдриче- ский, {1011}. Зернистый. (59)</p>	<p>Совершен- ная по {1011}.</p>	<p>Бесцветный, белый, ро- зовый, тем- но-красный</p>	<p>$n_o = 1,816,$ $n_e = 1,597$</p>
<p>6. Смитсонит Zn [CO₃]. Fe</p>	<p>Триг., $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, островная. Ромбоэдриче- ский, {1011}. Плотный, нате- чный. (59)</p>	<p>Совершен- ная по {1011}. Неровный</p>	<p>Белый, се- рый, зеле- ный, голу- бой</p>	<p>$n_o = 1,838,$ $n_e = 1,621$</p>
<p>7. Сидерит Fe [CO₃]. Mg, Мп, Zn</p>	<p>Триг., $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, островная. Ромбоэдриче- ский, {1011}. (59)</p>	<p>Совершен- ная по {1011}.</p>	<p>Бесцветный, белый, желтый, бурый</p>	<p>$n_o = 1,875,$ $n_e = 1,633$</p>
<p>8. Стронцианит Sr [CO₃]. Ca, Ba, Pb</p>	<p>Ромб., $D_{2h}^{16} -$ $R\bar{3}m$, остров- ная. Призматический, игольчатый, {001}, {010}, {110}, {111}. Зернистый, во- локнистый</p>	<p>Совер- шенная по {110}, несовер- шенная по {010}. Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, зеле- ный</p>	<p>$n_g = 1,668,$ $n_m = 1,666,$ $n_p = 1,520$</p>

6	7	8	9	10	11
2,9—3,1	3,5—4	Диссоциирует в две стадии при 610—770 и 900 °С	Растворяется медленно в холодной HCl с выделением CO ₂ , в теплой — с шипением	Кальцит, доломит, магнетит — немагнитные после прокаливания; сидерит — большие ρ и п	В жилах. Кварц, сидерит, пирит, галенит, сфалерит
3,6—3,7	3,5—4,5	Диссоциирует при 640 °С	Легко растворяется в горячей HCl	Кальцит — пламя Са; сидерит — реакция на Fe	В жилах и осадочных породах. Кварц, барит, пирит, галенит, сульфиды, хлорит, пиролюзит, псиломелан
4,0—4,45	4,5—5	Диссоциирует при 500 °С. T _{пл} ZnO 1975 °С	Растворяется в HCl с шипением	Сидерит, родохрозит	В зоне окисления сульфидных месторождений. Сфалерит, галенит, кальцит
3,88—3,94	3,5—4,5	Диссоциирует при 535—580 °С	Легко растворяется в горячих кислотах	Анкерит — пламя Са; родохрозит — реакция на Mn	В осадочных породах и жилах. Пирротин, халькопирит, хлориты, доломит
3,6—3,8	4—4,5	7	Растворяется в горячей HCl	Кальцит, арагонит — меньший ρ; виверит — пламя Ва	В жилах и осадочных породах. Барит, целестин, пирит и другие сульфиды, кальцит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>9. Витерит Ba [CO₃]. Sg, Ca</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rтсп</i>, островная. Дипирамидаль- ный (псевдогек- сагональная ди- пирамида), {010}, {021}, {110}</p>	<p>Совер- шенная по {010}, несовер- шенная по {110}. Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, серый, желтый</p>	<p>$n_g=1,677$, $n_m=1,676$, $n_p=1,529$</p>
<p>10. Арагонит CaCO₃. Sg</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rтсп</i>, островная. Призматический, игльчатый, {010}, {011}, {110}. Зернистый, плотный</p>	<p>Несовер- шенная по {010} и {110}. Неровный</p>	<p>Бесцвет- ный, бе- лый, серый, желтоватый</p>	<p>$n_g=1,686$, $n_m=1,682$, $n_p=1,530$</p>
<p>Лептохлориты: 1. Шамозит Fe₄(Al, Fe)₂ × × [Al₂Si₂O₁₀](OH)₈</p>	<p>Мон., —, сло- стая. Мелкочешуйча- тый, землистый, скрытокристал- лический, ооли- ты</p>	<p>Весьма совер- шенная по {001}</p>	<p>Зеленый, зеленовато- черный</p>	<p>$n_g=1,632$— 1,660, $n_m=1,632$— 1,660, $n_p=1,627$— 1,654</p>
<p>2. Тюрингит Fe_{3,5}(Al, Fe)_{1,5} × × [Al_{1,5}Si_{2,5}O₁₀] × × (OH)₈</p>	<p>Мон., —, сло- стая. Скрытокристал- лический</p>	<p>То же</p>	<p>То же</p>	<p>$n_g=1,683$, $n_m=1,682$, $n_p=1,669$</p>
<p>Гумит 3Mg₂[SiO₄]·Mg × × (OH, F)₂</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rbnt</i>, остров- ная. Изометрический, боченовидный, {100}, {010}, {001}, {111},</p>	<p>Несовер- шенная по {100}. Неровный</p>	<p>Желтовато- белый, жел- товато- бурый, коричневый</p>	<p>$n_g=1,639$— 1,678, $n_m=1,623$— 1,653, $n_p=1,607$— 1,643</p>
<p>Клиногумит 4Mg₂[SiO₄]·Mg × × (OH, F)₂. Fe, Mg, Ti — титанклиногумит</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5-P2_1/c$, островная. Изометрический, {001}, {010}, {111}, {112}. Зернистый</p>	<p>Несовер- шенная по {001}. Неровный, раковистый</p>	<p>Желтый, желтовато- серый, оранжевый, красновато- коричневый (титанокли- ногумит)</p>	<p>$n_g=1,653$— 1,710, $n_m=1,635$— 1,678, $n_p=1,622$— 1,655</p>

6	7	8	9	10	11
4,2—4,3	3—3,5	7	Растворяется в HCl и HNO ₃	Арагонит, кальцит — пламя Ca; стронцианит — пламя Sr	В жилах. Кальцит, доломит, барит, сфалерит, галенит
2,9—3,0	3,5—4	Разлагается при 880—920 °C	Порошок при кипячении в растворе CO(NO ₃) ₂ становится фиолетовым (реакция Мейгейма)	Кальцит	В осадочных породах и коре выветривания ультраосновных пород. Кальцит, лимонит, серпентин
3,03—3,40	3	Сплавляется в черное стекло	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Глаукоцит, вермикулит	В осадочных породах морского происхождения. Пирит, сидерит, глаукоцит
3,15—3,19	2—2,5	То же	То же	Шамозит	В слабометаморфизованных осадочных породах морского происхождения. Сидерит
3,16—3,32	6,5	7	„	Оливин, хондродит, клиногумит	В метаморфизованных известняках и доломитах, скарнах и карбонатитах
3,15—3,35	6	7	„	Оливин, гумит, хондродит	В скарнах, мраморах, серпентинитах. Брусит, магнетит, людовигит, форстерит, шпинель, монтичеллит, апатит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Мозандрит (Na, Ca, Ce)₃TiX × [SiO₄]₂F</p>	<p>Мон., —, островная. Призматический, {100}, {110}. Скрытокристаллический (ловчоррит)</p>	<p>Совершенная по {100}, песовершенная по {010}. Неровный, раковистый</p>	<p>Зеленовато-темно-, буровато-желтый</p>	<p>$n_g = 1,651 - 1,681,$ $n_m = 1,645 - 1,667,$ $n_p = 1,643 - 1,663$</p>
<p>Бирюза CuAl₆[PO₄]₄X × (OH)₈ · 5H₂O. Fe — рашлеит; Zn — фаустит</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, островная. {001}, {010}, {110}. Плотный, скрытокристаллический</p>	<p>Совершенная по {001}. Мелкокоравистый</p>	<p>Голубой, зеленый, зеленовато-серый</p>	<p>$n_g = 1,654,$ $n_m = 1,620,$ $n_p = 1,612$</p>
<p>Моптичеллит CaMg [SiO₄]. Fe</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pnma</i>, островная. Короткопризматический, изометрический, {010}, {110}, {111}. Зернистый</p>	<p>Несовершенная по {010}. Раковистый</p>	<p>Бесцветный, серый, желтовато-бурый, зеленовато-желтый</p>	<p>$n_g = 1,652 - 1,674,$ $n_m = 1,646 - 1,664,$ $n_p = 1,641 - 1,654$</p>
<p>Бёмит Al(OH). Fe, Ga</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{17} — <i>Stet</i>, слоистая. Пластинчатый, {010}, {111}, {113}. Тонкозернистый, землистый</p>	<p>Совершенная по {010}</p>	<p>Бесцветный, белый, желтый</p>	<p>$n_g = 1,655,$ $n_m = 1,654,$ $n_p = 1,642$</p>
<p>Купроскладовскит Cu(UO₂)₂[SiO₃]₂X × (OH)₂ · 5H₂O. Fe</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, островная. Корочки, пленки, волокнистый, радиально-лучистый</p>	<p>Совершенная по {010}</p>	<p>Желтовато-зеленый, зеленый, зеленовато-желтый</p>	<p>$n_g = 1,664 - 1,680,$ $n_m = 1,662 - 1,672,$ $n_p = 1,653 - 1,659$</p>

6	7	8	9	10	11
3,2—3,4	4—4,5	3—4	Растворяется в кислотах с выделением студенистого SiO_2	Титанит	В нефелиновых сленитах, пегматитах. Эвдиалит, астрофиллит
2,6—2,83	5—6	6	С трудом растворяется в HCl	Хризоколла — отрицательная реакция на P	В зоне выветривания в сухом климате. Псевдоморфозы по алатиту, костям и зубам животных. Лимонит, халцедон, плаперит, варисцит, хризоколла
3,06—3,3	5—6	7	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Оливин, хондродит, гумит, клиногумит	На контакте карбонатных и изверженных горных пород, в скарнах. Гранат, магнетит, везувиан, форстерит, перовскит, диопсид
3,01—3,06	3,5	7	Растворяется в горячем водном растворе NaOH	Гиббсит	В пустотах щелочных пегматитов и бокситах
3,85	Не определена	2	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO_2	Казолит, торнбернит, складовскит	В зоне окисления урановых месторождений. Казолит, скупит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Урапофал $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \times 6\text{H}_2\text{O}$	Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/a$. Призматический, игольчатый. Порошковатый, сферолиты, волокнистый, корочки	Совершенная по {100}	Лимонно-желтый, светло-желтый	$n_g = 1,667 - 1,675$, $n_m = 1,661 - 1,667$, $n_p = 1,642 - 1,649$
Триплит (Мп, Fe) $_2[\text{PO}_4](\text{F}, \text{OH})$. Mg, Ca	Мон., $C_{2h}^3 - I2/m$. Призматический, {001}, {100}, {010}, {110}, {011}. Зернистый	Совершенная по {010}, хорошая по {001}. Неровный	Коричневый, красновато-коричневый, мясо-красный, черный	$n_g = 1,672 - 1,690$, $n_m = 1,652 - 1,682$, $n_p = 1,648 - 1,671$
Диадохит (дестинезит) $\text{Fe}_2[\text{PO}_4][\text{SO}_4] \times (\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Трикл., —. Тонкозернистый, плотный	Неровный	Желтый, бурый	$n_g = 1,670$, $n_m = 1,627$, $n_p = 1,615$
Месселит $\text{Ca}_2\text{Fe}[\text{PO}_4]_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$	Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$. Таблитчатый, {100}.	Совершенная в одном направлении	Белый, зеленый	$n_g = 1,677$, $n_m = 659$, $n_p = 1,654$
Эвклаз $\text{BeAl}[\text{SiO}_4](\text{OH})$. Сг	Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$, островная. Призматический, толстотаблитчатый, {100}, {010}, {110}, {120}, {011}, {021}, {111}.	Совершенная по {010}, несовершенная по {100} и {001}. Раковнистый	Бесцветный, белый, синий, зеленый, голубовато-, изумрудно-зеленый	$n_g = 1,670 - 1,675$, $n_m = 1,652 - 1,661$, $n_p = 1,647 - 1,652$
Корнерупин $\text{Mg}_3\text{Al}_6[\text{Si}_2\text{O}_7] \times [(\text{Al}, \text{Si})_2(\text{Si}, \text{V})\text{O}_{10}]\text{O}_4(\text{OH})$	Ромб., $D_{2h}^{17} - Стст$, островная. Призматический, {100}, {010}, {110}, {011}, {101}, {111}. Волокнистый, лучистый	Совершенная по {110}	Белый, желтый, зеленовато-желтый, зеленый, бурый, черный	$n_g = 1,677 - 1,710$, $n_m = 1,676 - 1,696$, $n_p = 1,665 - 1,682$

6	7	8	9	10	11
3,7—3,9	2,5	6	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Казолит, складовскит	В зоне окисления урановых месторождений. Казолит, отенит, гидроксиды урана
3,6—3,9	5—5,5	3	Растворяется в кислотах	Вагнерит, цвизелит, триплоидит	В пегматитовых и кварцевых жилах. Апатит, турмалин, вольфрамит, шеелит, лазулит
2,0—2,4	3—4	Легко плавится	То же	Ярозит	В зоне окисления колчеданных месторождений. Ярозит
3,16	3—3,5	П. п. тр. вспучивается, но не плавится	„	Анапатит	В осадочных породах, углях
2,99—3,13	7,5	4—5	В кислотах не растворяется	Берилл, хризоберилл	В гранитных пегматитах, кварцевых жилах и грейзенах; в россыпях. Фенакит, берилл, турмалин, топаз
3,29—3,45	6,5—7	6	В кислотах (кроме HF) не растворяется	Турмалин, дюмортьерит, грандидьерит	В сланцах, гнейсах, гранулитах. Сапфирин, корунд, жедрит, турмалин, силлиманит, андалузит, грандидьерит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Силлиманит Al [AlSiO₅]</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pbnm</i>, цепочечная. Игольчатый, волокнистый (фибролит). Не бывает зернистым</p>	<p>Совершенная по {010}. Занозистый</p>	<p>Белый, серый, коричневатый</p>	<p>$n_g = 1,677$, $n_m = 1,658$, $n_p = 1,657$</p>
<p>Сперрит Ca₅ [SiO₄]₂ (CO₃). Ti, Al, Fe</p>	<p>Мон., C_2^5 — <i>P2₁/a</i>, островная. Короткопризматический. Зернистый («сперритовый мрамор»)</p>	<p>Совершенная по {001}, несовершенная по {100}. Неровный</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, голубоватый, желтый</p>	<p>$n_g = 1,679$, $n_m = 1,674$, $n_p = 1,640$</p>
<p>Пумпеллит Ca₂ (Mg, Fe) Al₂ × × [Si₄O] [Si₂O₇] × × (OH)₂ · H₂O. Mn</p>	<p>Мон., C_2^3 — <i>A2/m</i>, островная. Игольчатый, призматический. Волокнистый, войлокоподобный, скрытокристаллический, сферолиты</p>	<p>Совершенная по {100}, несовершенная по {001}</p>	<p>Синевато-оливково-зеленый, бурый</p>	<p>$n_g = 1,684$ — 1,727, $n_m = 1,672$ — 1,717, $n_p = 1,670$ — 1,711</p>
<p>Лавсонит CaAl₂ [Si₂O₇] × × (OH)₂ · H₂O</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{17} — <i>Cstm</i>, островная. Призматический, пластинчатый, {010}, {001}, {101}</p>	<p>Совершенная по {010} и {001}, несовершенная по {110}</p>	<p>Бесцветный, серовато-синий, голубой</p>	<p>$n_g = 1,684$, $n_m = 1,674$, $n_p = 1,665$</p>
<p>Дурангит NaAl [AsO₄] F. Li, Fe</p>	<p>Мон., C_2^6 — <i>C2/c</i>. Дипирамидальный, {100}, {010}, {110}, {011}, {111}</p>	<p>Совершенная по {110}. Неровный</p>	<p>Оранжево-красный кремово-желтый</p>	<p>$n_g = 1,685$, $n_m = 1,673$, $n_p = 1,634$</p>

6	7	8	9	10	11
3,23— 3,25	6—7	7	Реакция на Al с Co(NO ₃) ₂	Тремолит, кианит — иные оптиче- ские свойства	В метаморфи- ческих поро- дах — гней- сах и др. Гра- иат, кианит, кордиерит, кварц, биотит
3,01	5	7	Растворяется в HCl с вы- делением CO ₂ и студе- нистого SiO ₂	Монтichelлит, мервинит, ларнит	На контакте известняков с основными интрузиями. Ларнит, мер- винит, мели- лит, шпинель, флогопит
3,04— 3,30	5,5—6	—	В HCl не растворяется	Эпидот, цои- зит, шуйскит	В метаморфи- зованных из- верженных и вулканических породах, раз- личных слан- цах. Альбит, эпидот, глау- кофан, лавсо- нит, хлорит, пренит
3,09	6	П. п. тр. плавится с трудом	Растворяется в кислотах после прока- ливания с выделением студенистого SiO ₂	Плагиокла- зы, цоизит, пренит	В кристалли- ческих слан- цах, гнейсах, габбро и дио- ритах. Глауко- фан, пироксе- ны, гранаты, эпидот
3,94— 4,07	5	2	Растворяется в H ₂ SO ₄	Тилазит	В пегматито- вых и кварце- вых жилах. Касситерит, амблигонит, топаз, гематит

1	2	3	4	5
<p>Группа аксинита: 1. Ферроаксинит $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{BO}_3 \times$ $\times [\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})$. Мп, Mg</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, островная (коль- цевая). Пластинчатый, {100}, {010}, {110}, {111}. (76)</p>	<p>Совер- шенная по {100}, несовер- шенная по {001} и {110}. Неровный</p>	<p>Серовато- лиловый, коричневый с лиловым оттенком, розовато- фиолетовый</p>	<p>$n_g = 1,687$, $n_m = 1,683$, $n_p = 1,677$</p>
<p>2. Манганаксинит (тинценит, север- гинит) $\text{CaMn}_2\text{Al}_2\text{BO}_3 \times$ $\times [\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{OH})$</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, островная (коль- цевая)</p>	<p>Совер- шенная по {100}</p>	<p>Желтый, красный</p>	<p>$n_g = 1,704$, $n_m = 1,701$, $n_p = 1,693$</p>
<p>Датолит $\text{CaB}[\text{SiO}_4](\text{OH})$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 -$ $P2_1/a$, островная. Призматический, {001}, {110}, {111}, {100}, {011}</p>	<p>Неровный, раковистый</p>	<p>Белый, желтый, зеленый, фиолетовый, красный</p>	<p>$n_g = 1,666 -$ $1,670$, $n_m = 1,649 -$ $-1,653$, $n_p = 1,621 -$ $1,626$</p>
<p>Фенакит $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$</p>	<p>Триг., $C_{3i}^2 - R\bar{3}$, островная. Изометрический, призматический, {1010}, {1120}, {1011}, {1232}. (58)</p>	<p>Несовер- шенная по {1120}. Раковистый</p>	<p>Бесцвет- ный, розо- вый, жел- тый</p>	<p>$n_e = 1,670$, $n_o = 1,654$</p>
<p>Боранит $\text{Mg}_6[\text{B}_{14}\text{O}_{26}]\text{Cl}_2$. Fe, Mn</p>	<p>Куб., $T_d^5 - F\bar{4}3c$ (псевдокуб.), каркасная. Тетраэдриче- ский, кубический, {100}, {111}, {110}. Зернистый (47)</p>	<p>Раковистый</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, желтова- тый, зеле- новатый</p>	<p>$n_g = 1,668$, $n_m = 1,667$, $n_p = 1,62$</p>

6	7	8	8	10	11
3,3	6,5	2	Растворяется в HCl после прокаливании	Титанит — твердость около 6 и иные оптические свойства	В жилах альпийского типа. Кварц, эпидот, хлорит, магнетит, кальцит
3,3	6,5—7	2	Не растворяется в кислотах	Титанит	В скарнах, богатых Mn
2,9—3,0	5—5,5	2 Зеленое пламя (пламя В)	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Топаз — совершенная спайность, тв. 8; кварц — не растворяется в HCl; данбурит — низкое двупреломление	В рудных жилах и контактово-метасоматических месторождениях. Кальцит, сфалерит, галенит, магнетит, цеолиты
3,0	7,5—8	7	В кислотах не растворяется	Кварц — плотность 2,65 г/см ³ , иные оптические свойства; топаз — совершенная спайность	В пегматитах, слюдяных сланцах, контактово-метасоматических месторождениях. Полевой шпат, берилл, кварц, флюорит, слюды
2,95	7	2 П. п. тр. сплавляется в белую эмаль	Медленно растворяется в HCl	Эрикант	В соляных месторождениях. Карналлит, сильвин, галит, гипс, ангидрит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Дюмортьерит $(Al, Fe)_7O_3 [BO_3] \times$ $\times [SiO_4]$ Ti</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rтсп</i>, цепочеч- ная. Призматический, волокнистый, игольчатый, $\{100\}$, $\{110\}$, $\{010\}$</p>	<p>Несовер- шенная по $\{110\}$ и $\{100\}$</p>	<p>Синий, голубой, розовато- фиолето- вый, жел- тый</p>	<p>$n_g = 1,686$ — 1,723, $n_m = 1,684$ — 1,722, $n_p = 1,659$ — 1,686</p>
<p>Аннабергит $Ni_3 [AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Co, Fe</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$, слоистая. Волокнистый, землистый, ко- рочки</p>	<p>Совер- шенная по $\{010\}$</p>	<p>Зеленый</p>	<p>$n_g = 1,687$, $n_m = 1,658$, $n_p = 1,622$</p>
<p>Эритрин $Co_3 [AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$ Ni, Fe</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$, слоистая. Пластинчатый, игольчатый. Землистый и во- локнистый</p>	<p>То же</p>	<p>Темно- розовый, малиновый, красный</p>	<p>$n_g = 1,699$, $n_m = 1,662$, $n_p = 1,626$</p>
<p>Диоптаз $Ca_6 [Si_6O_{18}] \times$ $\times 6H_2O$. Fe, Al, Ca</p>	<p>Триг., $C_{3i}^2 - P\bar{3}$, островная (коль- цевая). Призматический, $\{11\bar{2}0\}$, $\{02\bar{2}1\}$. (58)</p>	<p>Совер- шенная по $\{10\bar{1}1\}$</p>	<p>Изумрудио- зеленый</p>	<p>$n_e = 1,697$ — 1,709, $n_o = 1,644$ — 1,658</p>

6	7	8	9	10	11
3,27— 3,41	7	7	В кислотах не растворяется	Турмалин, берилл — иные оптические свойства	В пегматитовых жилах и вторичных кварцитах. Турмалин, кордиерит, диаспор, пирофиллит, андалузит, корунд, диккит, серицит
3,0	2,5—3	4	Растворяется в кислотах, окрашивая раствор в зеленый цвет	Моренозит, никельгексагидрит	В зоне выветривания — продукт изменения арсенидов никеля. Хлоантит и другие арсениды, эритрин, лимонит
2,95	1,5—2,5	2	Растворяется в кислотах, окрашивая раствор в розовато-красный цвет	Биберит	В зоне выветривания — продукт изменения арсенидов кобальта. Кобальтин и другие сульфиды и арсениды Со, аннабергит, лимонит
3,28— 3,35	5	6	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Изумруд — высокая твердость; уваровит — оптически изотропен	В зоне выветривания медных месторождений. Хризоколл, лимонит

1	2	3	4	5
<p>Оливин (Mg, Fe)₂[SiO₄]. Твердый раствор форстерита Mg₂[SiO₄] и фаялита Fe₂[SiO₄]. Ni, Co, Mn, Al</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pbnm</i>, остров- ная. Призматический, изометрический, {010}, {110}, {021}, {101}, {111}. Зернистый. (66)</p>	<p>Несовер- шенная по {010}. Раковистый</p>	<p>Бесцвет- ный, жел- тый, зеле- ный, (хри- золит), зелено- вато-чер- ный</p>	<p>Форстерит: $n_g = 1,670$, $n_m = 1,651$, $n_p = 1,635$. Фаялит: $n_g = 1,879$, $n_m = 1,869$, $n_p = 1,827$</p>
<p>Соддиит (UO₂)₅[SiO₄]₂ × × (OH)₂ · 5H₂O</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{24} — <i>Fddd</i>, островная. Бипирамидаль- ный, {001}, {111}. Плотный, зем- листый, волок- нистый</p>	<p>Совер- шенная по {001}, несовер- шенная по {111}</p>	<p>Желтый, канарееч- но-, янтар- но-, зеле- новато- желтый</p>	<p>$n_g = 1,699$— 1,715, $n_m = 1,685$, $n_p = 1,650$— 1,654</p>
<p>Барилит BaV₂[Si₂O₇]. Ca, Mg, Fe</p>	<p>Ромб., D_{2h}^7 — <i>Pnma</i>, каркасная. Таблитчатый, {100}, {010}, {110}. Зернистый</p>	<p>Совер- шенная по {100}, несовер- шенная по {011} и {210}</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, светло- розовый, светло- голубой</p>	<p>$n_g = 1,708$, $n_m = 1,702$, $n_p = 1,691$</p>
<p>Везувиан Ca₁₀Al₄(Mg, Fe)₂ × × [SiO₄]₅ [Si₂O₇]₄ × × (OH)₄. Li, Ti, V, Be</p>	<p>Тетр., D_{4h}^4 — <i>P4/nnc</i>, остров- ная. Призматический, {110}, {100}, {001}, {111}. Зернистый. (52)</p>	<p>Несовер- шенная по {110}. Неровный</p>	<p>Белый, зеленый, желтовато- буровато- зеленый (вилуит) и черный</p>	<p>$n_o = 1,703$— —1,752, $n_e = 1,700$— 1,746</p>
<p>Группа эпидота: 1. Цоизит Ca₂Al₃[SiO₄] × × [Si₂O₇]O(OH). Mn — тулит; V — танзанит</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Pnma</i>, островная. Призматический, {100}, {001}, {011}, {110}. Зернистый</p>	<p>Совер- шенная по {100} и несовер- шенная по {001}. Отдель- ность по {010}. Неровный</p>	<p>Белый, серый, зеле- новатый, розовый (тулит), голубой (танзанит)</p>	<p>$n_g = 1,707$, $n_m = 1,702$, $n_p = 1,701$</p>

6	7	8	9	10	11
---	---	---	---	----	----

млния 1,7 и выше

3,217	6,5—7	4—7 Спла- вляется в черное стекло (файлит)	Растворяются с выделением студенистого SiO_2 : форсте- рит — в H_2SO_4 , а файлит — в HCl и H_2SO_4	Пироксены, гранаты, гу- мит, хондро- лит	В основных и ультраоснов- ных породах. Пироксены, амфиболы, хромит, маг- нетит
4,35	6—6,5				
4,70	3,5	П. п. тр. не плавится	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO_2	Казолит, ура- нофан, скло- довскит	В зоне оки- сления ура- новых место- рождений. Кюрит, казо- лит, урано- фан, торбер- нит
3,96— 4,06	7	6	В кислотах не раствори- ется	Бавенит, бер- трандит, бер- риллит	В гранитных пегматитах и щелочных по- родах. Аналь- цим, эгирин, ильменит, ба- рит
3,34— 3,44	6—7	3 П. п. тр. спла- вляется в зеленова- тое или бурое стекло	Растворяется в HCl после прокаливания с выделением студенистого SiO_2	Эпидот, гра- наты — иные форма кри- сталлов и оп- тические свой- ства	В метаморфи- зованных по- родах и скар- нах, родингги- тах. Эпидот, гранаты, ди- опсид, хлорит, кальцит, апо- филлит
3,15— 3,30	6	3	То же	Эпидот, кли- ноцоизит, везувиан	В метаморфи- зованных ос- новных поро- дах, в кварце- вых жилах. Эпидот, хлор- рит, актино- лит, альбит, карбонаты, глаукофан

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>2. Клиноцоизит $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 \times$ $\times [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \times$ $\times \text{O}(\text{OH})$</p>	<p>Мон., C_{2h}^2 — $P2_1/m$, островная. Пластинчатый, призматический, $\{100\}$, $\{001\}$</p>	<p>Совершенная по $\{001\}$ и $\{100\}$</p>	<p>Бесцветный, белый, серый, желтовато-зеленый</p>	<p>$n_g = 1,702$ — $1,711$, $n_m = 1,699$ — $1,715$, $n_p = 1,697$ — $1,711$</p>
<p>3. Эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 \times$ $\times [\text{SiO}_4] [\text{Si}_2\text{O}_7] \times$ $\times \text{O}(\text{OH})$. Мп — пьомонит; TR — иттроэпидот</p>	<p>Мон., C_{2h}^2 — $P2_1/m$, островная. Призматический, $\{100\}$, $\{001\}$, $\{011\}$, $\{110\}$. (70)</p>	<p>Совершенная по $\{001\}$, несовершенная по $\{100\}$. Неровный</p>	<p>Желтовато-зеленый, зеленовато-бурый, розовый (пьомонит), черный (иттроэпидот)</p>	<p>$n_g = 1,734$ — $1,797$, $n_m = 1,720$ — $1,784$, $n_p = 1,715$ — $1,751$. Плеохроизм: N_g — желтоватый, N_m — зеленовато-желтый, N_p — желтоватый</p>
<p>4. Ортит $(\text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{SiO}_4] \times$ $\times [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O}(\text{O}, \text{OH})$. Th, U, Y, La; Мп — манганортит</p>	<p>Мон., C_{2h}^2 — $P2_1/m$, островная. Таблитчатый, пластинчатый, $\{100\}$, $\{001\}$, $\{110\}$. Часто метамиктный</p>	<p>Несовершенная по $\{001\}$. Неровный, раковистый</p>	<p>Черный, бурый, блеск смолистый</p>	<p>$n_g = 1,714$ — $1,897$, $n_m = 1,708$ — $1,857$, $n_p = 1,704$ — $1,813$. Плеохроизм: N_g — зеленоватый, N_m — коричневатый, N_p — желтоватый. Метамиктные разности часто изотропны</p>
<p>Торит $\text{Th} [\text{SiO}_4]$. U, P, TR, Мп, Fe</p>	<p>Тетр., D_{4h}^{19} — $I4_1/amd$, островная. Призматический, бипирамидальный, $\{110\}$, $\{111\}$. Зернистый, плотный; обычно метамиктный</p>	<p>Несовершенная по $\{110\}$. Раковистый</p>	<p>Оранжевый, желтый, бурый</p>	<p>$n = 1,7$ — $1,9$. Метамиктные разности оптически изотропны ($n \approx 1,58$)</p>

6	7	8	9	10	11
3,25— 3,40	6,5	3	В кислотах не растворяется	Цонзит, эпидот — иные оптические свойства	В метаморфизованных основных породах. См. эпидот
3,38— 3,45	6—6,5	3—4	Растворяется в HCl после прокаливании с выделением студенистого SiO ₂	Везувин, гранат — иные формы кристаллов и оптические свойства	В метаморфизованных основных породах, скарнах, жилах альпийского типа. Гранаты, хлориты, пироксены, кварц, магнетит, пирит, халькопирит
3,4—4,2	5,5—6	3	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂ , иногда с трудом. Обычно радиоактивен	Ильваит — иные оптические свойства, не радиоактивен	В гранитах, сиенитах, гнейсах, пегматитах. Полевые шпаты, слюды, кварц
4—5,4	4,5—5	5	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Циркон — не растворим в кислотах; хаттонит; ксенотим	Вкрапленность в гранитах, гнейсах, сиенитах, пегматитах. Циркон, ортит, монацит

1	2	3	4	5
Сапфирин $Mg_2Al_4O_6[SiO_4]$. Fe	Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/a$, координационная. Таблитчатый	Несовершенная по {100} и {010}	Светлосиний, голубовато-, зеленоватосерый, темно-зеленый	$n_g = 1,708$ — 1,743, $n_m = 1,707$ — 1,741, $n_p = 1,704$ — 1,731
Планшеит $Cu_8[Si_4O_{11}]_2 \times$ $\times (OH)_4 \cdot H_2O$ Fe, Ca	Ромб., D_{2h}^{14} — $Pcnb$, островная (кольцевая). Игольчатый, волокнистый	Неровный, раковистый	Синий	$n_g = 1,715$ — 1,741, $n_m = 1,660$ — 1,718, $n_p = 1,645$ — 1,697
Мервинит $Ca_3Mg[SiO_4]_2$. Mn, Fe, Al	Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/a$, островная. Таблитчатый, {010}, {110}. Зернистый	Совершенная по {010}	Бесцветный, белый, светло-желтый	$n_g = 1,718$ — 1,728, $n_m = 1,710$ — 1,718, $n_p = 1,702$ — 1,710
Виллемит Zp_2SiO_4 . Mn — троостит	Трнг., $C_{3i}^2 - R\bar{3}$, островная. Призматический, {1120}, {1011}, {1010}	Несовершенная по {0001} и {1120}. Раковистый	Бесцветный, желтоватобурый, зеленоватый, красноватый (троостит)	$n_e = 1,719$ — 1,732, $n_o = 1,694$ — 1,714
Хлоритоид $Fe_2Al_2[Al_2Si_2O_{10}] \times$ $\times (OH)_4$. Mn — оттрелит	Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, слоистая. Пластинчатый, {001}, {010}, {110}	Совершенная по {001}	Зеленый, желто-, темно-зеленый	$n_g = 1,723$ — 1,740, $n_m = 1,717$ — 1,734, $n_p = 1,714$ — 1,731
Родоит $Mn_3[Si_3O_9]$. Zn — фовлерит	Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, цепочечная. Изометрический, {001}, {100}, {110}, {110}. Зернистый. (76)	Совершенная по {100} и {010}. Неровный	Темно-розовый, розово-красный, бурый	$n_g = 1,723$ — 1,752, $n_m = 1,716$ — 1,741, $n_p = 1,711$ — 1,738

6	7	8	9	10	11
3,3—3,6	7,5	7	В кислотах не растворяется	Корунд, кианит, кордиерит	В слюдяных сланцах, гнейсах, кварцитах. Шпинель, силлиманит, кордиерит
3,4—3,80	5—5,5	—	Медленно реагирует с кислотами	Хризоколла, шаттукит	В зоне окисления медных месторождений. Малахит, куприт, диоптаз, кальцит
3,32	6	7	Легко растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Ларнит, монтичеллит	В контактовой зоне карбонатных и изверженных пород. Мелелит, геленит, монтичеллит, ларнит, волластонит, шпинель
4,05—4,20	5—6	7	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Каламин	В зоне окисления полиметаллических месторождений
3,5—3,6	6,5	5	Растворяется в концентрированной H ₂ SO ₄	Хлорит — низкая твердость и иные оптические свойства	В кристаллических сланцах, контактовых образованиях и кварцевых жилах. Кварц, хлорит, гранат, диаспор, маргарит
3,4—3,75	5,5—6,5	4—5	Растворяется в HCl с выделением порошкового SiO ₂	Родохрозит — низкая твердость; бустамит	В метаморфических породах. Оксиды марганца, спессартин, кварц, тефроит, родохрозит, алабандин

1	2	3	4	5
Кианит (дистен) $Al_2O_3[SiO_4]$	Трикл., $C_i^1-P\bar{1}$, островная. Призматический, игольчатый, {100}, {010}, {001}. (67)	Совер- шенная по {100}, несовер- шенная по {010}	Бесцвет- ный, серый, белый, зе- леноватый, голубой, синий	$n_g=1,728$, $n_m=1,721$, $n_p=1,713$
Ларнит $Ca_2[SiO_4]$	Мон., C_{2h}^5- $P2_1/n$, островная. Призматический Зернистый	Ясная по {100}	Серый, белый	$n_g=1,730$, $n_m=1,715$, $n_p=1,707$
Коффинит $U[SiO_4]_{1-x}(OH)_{4x}$	Тетр., $D_{4h}^{19}-$ $I4_1/amd$, остров- ная. Призматический, {001}, {100}, {110}. Радиально-лучи- стый, игольчатый, землистый	Ракови- стый, землистый	Черный желтый, бурый	$n_g=1,731$, $n_p=1,725$
Бустамит $(Ca, Mn)_3[Si_3O_9]$	Трикл., $C_i^1-P\bar{1}$. Зернистый	Совер- щенная по {100}, хорошая по {110} и {110}	Розовый	$n_g=1,679-$ 1,710, $n_m=1,675-$ 1,708, $n_p=1,664-$ 1,645
Куплетскит $(K, Na)_3(Fe, Mn)_7Ti_2 \times$ $\times [Si_4O_{12}]_2(O, OH, F)_7$. Rb, Ba, Cs, Li	Трикл., $C_i^1-P\bar{1}$. Пластинчатый, {001}, {100}, {010}, {110}. Чешуйчатый, игольчатый	Совер- щенная по {001}	Темно- корич- невый, черный	$n_g=1,731-$ 1,751, $n_m=1,669-$ 1,708, $n_p=1,660-$ 1,681
Астрофиллит $(K, Na)_3(Mn, Fe)_7Ti_2[Si_4O_{12}]_2 \times$ $\times (O, OH, F)_2$	Трикл., $C_i^1-P\bar{1}$, слоистая. Пластинчатый, игольчатый, {100}, {101}, {001}	Совер- щенная по {100}	Бурый, желтый	$n_g=1,608-$ 1,765, $n_m=1,691-$ 1,746, $n_p=1,663-$ 1,74

6	7	8	9	10	11
3,56— 3,68	4,5—7	7	Реакция на Al с $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$	Силлиманит, тремолит — иные оптические свойства; доизит, клиноцоизит	В кристаллических сланцах и кварцевых жилах
3,28	5,5—6	—	Сводой дает гидросиликаты кальция. Легко растворяется в кислотах с выделением студенистого SiO_2	Мервинит, монтичеллит, гроссулярь	На контакте известняков и изверженных пород. Сперрит, шпинель, мервинит, геленит, магнетит
3,6—4,8	5—6	—	Растворяется в разбавленных HNO_3 и H_2SO_4	Урановая чернь	В урансодержащих жилах, зоне окисления и осадочно-метаморфогенных месторождениях
3,30— 3,46	6	5	Частично растворяется в кислотах	Родонит, родохрозит	В скарнях
3,2	3	П. п. тр. легко плавится	В кислотах растворяется с выделением студенистого SiO_2	Астрофиллит	В щелочных пегматитах и нефелиновых сиенитах. Лопарит, катаплеит, эвдиалит, рикит, лепидомелан
3,28— 3,30	3—3,5	П. п. тр. легко сплавляется в черный магнитный шарик	Растворяется в HCl и H_2SO_4	Куплетскит, лампрофиллит	В щелочных сиенитах и пегматитах. Нефелин, сфен, полевые шпаты, натролит, эвколит

1	2	3	4	5
<p>Бромеллит BeO. Mg, Mn, Ba</p>	<p>Гекс., C_{6v}^4 — $R\bar{6}_3/mc$, координационная. Призматический, {0001}, {0001}, {1010}, {1011}</p>	<p>Совершенная по {1010}, несовершенная по {0001}</p>	<p>Бесцветный, белый</p>	<p>$n_e = 1,733$, $n_o = 1,719$</p>
<p>Гидроцинкит $\text{Zn}_5[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_6$</p>	<p>Мон., C_{2h}^3 — $C2/m$, слоистая. Пластинчатый, {100}. Зернистый, плотный, натечные образования</p>	<p>Совершенная по {100}</p>	<p>Белый, серый, желтый, коричневый</p>	<p>$n_g = 1,750$, $n_m = 1,736$, $n_p = 1,640$</p>
<p>Мурманит $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{O}_7[\text{Si}_2\text{O}_7] \times 2\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Трикл., $C_i^1 - P\bar{1}$, слоистая. Таблитчатый, пластинчатый, {001}. Чешуйчатый</p>	<p>Весьма совершенная по {001}. Неровный</p>	<p>Фиолетовый, светло-малиновый, сирнево-розовый. После выветривания — бурый, черный</p>	<p>$n_g = 1,786$ — 1,81, $n_m = 1,744$ — 1,767, $n_p = 1,703$ — 1,682</p>
<p>Днаспор AlOOH. Mn, Fe, Cr</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $R\bar{3}m$, цепочечная. Плоскопризматический, пластинчатый, {021}, {110}, {120}, {010}, {111}. (65)</p>	<p>Совершенная по {010}</p>	<p>Бесцветный, белый, буроватый, светлофиолетовый, голубой</p>	<p>$n_g = 1,756$, $n_m = 1,722$, $n_p = 1,702$</p>
<p>Аурихальцит $(\text{Zn}, \text{Cu})_5(\text{CO}_3)_2 \times (\text{OH})_6$</p>	<p>Ромб., D_2^5 — $B22_2$, островная. Пластинчатый, плоскопризматический, игольчатый, {010}. Зернистый</p>	<p>Совершенная по {010}</p>	<p>Бледно-зеленый, зеленоватосиний, голубой</p>	<p>$n_g = 1,751$, $n_m = 1,746$, $n_p = 1,658$</p>

6	7	8	9	10	11
3,017— 3,062	9	7	В кислотах не раство- ряется	Фенакит	В пегматито- вых жилах и скарнах. Бе- рилл, флюорит
4,0	2—2,5	7	Легко рас- творяется в кислотах	Аурихальцит	В зоне окисле- ния сульфид- ных цинковых месторожде- ний. Смитсо- нит, церуссит, лимонит
2,76— 2,84	2	П. п. тр. легко плавится	Растворяется в HCl и H ₂ SO ₄ с вы- делением порошкова- того SiO ₂	Ломоносовит	В уртитях и пегматитовых жилах, свя- занных с не- фелиновыми сиенитами
3,3—3,5	6—7	6	В кислотах не раство- ряется	Хлоритонд — разлагается в H ₂ SO ₄	В контактовых образовани- ях — корунд, хлорит. Во вторичных кварцитах
3,64— 4,23	1—2	7	Растворяется в кислотах и NH ₄ OH	Гидроцинкит, азурит, малахит, розацит	В зоне окисле- ния сульфид- ных месторо- ждений. Куп- рит, малахит, азурит, смит- сонит, лимонит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Ставролит $\text{FeAl}_4\text{O}_2[\text{SiO}_4]_2 \times$ $\times (\text{OH})_2$ Mn, Ni, Co, Zn</p>	<p>Ромб., C_{2h}^5 — $C2/m$, островная. Призматический, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$. Характерны крестообразные двойники. (67)</p>	<p>Совершенная по $\{010\}$. Неровный, раковистый</p>	<p>Красновато-коричневый, буровато-черный, синий (люсацит)</p>	<p>$n_g = 1,752$ — $1,762$, $n_m = 1,745$ — $1,753$, $n_p = 1,739$ — $1,747$. Плеохроизм: N_g — красновато-желтый, N_p — бледно-желтый</p>
<p>Хризоберилл BeAl_2O_4. Cr — александрит</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $R\bar{3}m$, координационная. Короткопризматический, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{011\}$, $\{110\}$, $\{111\}$. Характерны тройники псевдогексагонального облика. (64)</p>	<p>Совершенная по $\{011\}$, несовершенная по $\{010\}$ и $\{100\}$. Раковистый</p>	<p>Желтый, зеленовато-желтый, зеленый (александрит — при искусственном освещении красный)</p>	<p>$n_g = 1,753$, $n_m = 1,747$, $n_p = 1,744$</p>
<p>Паризит $(\text{Ce}, \text{La})_2\text{Ca} \times$ $\times [\text{CO}_3]_3\text{F}_2$</p>	<p>Триг., C_3^4 — $R3$, островная. Бипирамидальный, призматический, $\{0001\}$, $\{1121\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{1010\}$</p>	<p>Совершенная отдельность по $\{0001\}$. Раковистый</p>	<p>Желтый, коричнево-желтый, коричневый</p>	<p>$n_e = 1,757$ — $1,800$, $n_o = 1,640$ — $1,678$</p>
<p>Адамин $\text{Zn}_2[\text{AsO}_4](\text{OH})$. Cu, Co</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{12} — $R\bar{3}m$, островная. Призматический, таблитчатый, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{101\}$. Корочки, зернистый</p>	<p>Совершенная по $\{101\}$. Неровный, раковистый</p>	<p>Бесцветный, желтый, зеленый, красный, фиолетовый</p>	<p>$n_g = 1,758$ — $1,773$, $n_m = 1,734$ — $1,768$, $n_p = 1,708$ — $1,722$</p>

6	7	8	9	10	11
3,6—3,83	7—7,5	6	В кислотах не растворяется	Роговая обманка — спайность по {110}; турмалин — иные оптические свойства и форма кристаллов	В кристаллических сланцах. Слюды, кварц, гранаты, хлорит
3,5—3,84	8,5	7	То же	Шпинель, берилл, фенакит	В пегматитах и слюдяных сланцах. Берилл, фенакит, флюорит
4,36	4,5	7	Растворяется в концентрированных кислотах	Синхизит, бастнезит	В кварц-кальцитовых и пегматитовых жилах, в карбонатитах
4,31—4,43	3,5	3	Легко растворяется в кислотах	Оливенит, либетенит	В зоне окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений. Смитсонит, малахит, азурит, лимонит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Синхизит (Ce, La)Ca [CO ₃] ₂ F	Гекс (?), —, островная. Ромбоздриче- ский, толстотаб- литчатый, {0001}, {11 $\bar{2}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 2}	Спайность или отдель- ность по {0001}	Желтый, коричневый	$n_e = 1,770$, $n_o = 1,674$
Корунд Al ₂ O ₃ . Cr, Fe, Ti	Триг., $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, координацион- ная. Таблитчатый, призматический, бипирамидаль- ный, {0001}, {10 $\bar{1}$ 1}, {11 $\bar{2}$ 0}. Зернистый (56)	Отдель- ность по {0001} и {10 $\bar{1}$ 1}. Ракови- стый, неровный	Бесцвет- ный, серый, синий (сапфир), красный (рубин)	$n_o = 1,767 -$ 1,771, $n_e = 1,759 -$ 1,763
Лампрофиллит Na ₂ (Sr, Ba) ₂ Ti ₃ X X(SiO ₄) ₄ (OH, F) ₂	Мон., $C_{2h}^3 -$ $C2/m$, слоистая. Пластинчатый, {100}, {110}, {301}	Совер- шенная по {100}, несовер- шенная по {014}	Темно- бурый, бурый	$n_g = 1,779$, $n_m = 1,760$, $n_p = 1,747$
Тефрит Mn ₂ [SiO ₄]. Mg — пикротеф- рит	Ромб., $D_{2h}^{16} -$ $R\bar{3}m$, остров- ная. Призматический, изометрический, {001}, {010}, {110}, {101}. Зернистый	Совер- шенная по {001} и {010}. Раковистый	Серый, бурый, красно- ватый, темно- зеленый, черный	$n_g = 1,779 -$ 1,812, $n_m = 1,766 -$ 1,802, $n_p = 1,750 -$ 1,782
Либетенит Cu ₂ [PO ₄](OH). As	Ромб., $D_{2h}^{16} -$ $R\bar{3}m$, островная. Призматический, изометрический, {100}, {010}, {110}, {011}	Несовер- шенная по {100} и {010}. Раковистый	Зеленый, темно-изум- рудно-зеле- ный	$n_g = 1,790$, $n_m = 1,747$, $n_p = 1,704$

6	7	8	9	10	11
3,90	4,5	7	Легко растворяется в кислотах	Бастнезит, паризит	В пегматитовых жилах. Эгирия, астрофиллит, эльпидит, флюорит, гадолинит
3,95—4,10	9	7	В кислотах не растворяется	Шпинель — оптически изотропна; сапфири	В гнейсах, сиенитах, контактовых образованиях, пегматитах. Слюды, полевые шпаты, диаспор, хлоритонд
3,44—3,53	2—3	П. п. гр. легко плавится	Растворяется в кислотах	Астрофиллит	В щелочных сиенитах. Нефелин, полевые шпаты, эгирия, ринколит
3,87—4,03	5,5—6	4	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Гумит, клиногумит, спессартин	В метаморфических породах, богатых Мп, и контактово-метасоматических месторождениях. Франклиит, родонит, спессартин, родохрозит, магнетит
3,97	7	2—3	Легко растворяется в NH ₄ OH и кислотах	Брошантит, тагилит, оливенит	В зоне окисления; продукт изменения сульфидов меди. Малахит, азурит, куприт, лимонит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Англерит $\text{Cu}_3(\text{SO}_4)(\text{OH})_4$ Fe, Ca	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>R</i> лат, островная. Короткопризматический, изометрический, голстотаблитчатый, {001}, {100}, {110}, {011}, {111}. Зернистый, волокнистый	Совершенная по {010}, несовершенная по {100}	Изумрудно-, светло-, черновато-зеленый	$n_g = 1,789$, $n_m = 1,738$, $n_p = 1,726$
Брошантит $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$	Мон., C_{2h}^5 — <i>P</i> 2 ₁ /с, островная. Призматический, волокнистый, {001}, {010}, {110}, {210}. Корочки, натёки	Совершенная по {010}	Изумрудно-, черно-зеленый	$n_g = 1,800$, $n_m = 1,771$, $n_p = 1,728$
Бенитоит $\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Гекс., D_{3h}^2 — <i>P</i> 6с2, островная. Пирамидальный, пластинчатый	Несовершенная по {10 $\bar{1}$ 1}	Голубой, синий, красный, бесцветный	$n_e = 1,804$, $n_o = 1,757$
Скородит $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Al, P	Ромб., D_{2h}^{15} — <i>P</i> сав, островная. Бипирамидальный, призматический, таблитчатый, {100}, {111}, {120}. Землистый	Несовершенная по {100}. Неровный	Белый, зеленоватый, буроватый	$n_g = 1,814$, $n_m = 1,795$, $n_p = 1,784$
Тортвейтит $\text{Sc}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$ Ni	Мон., C_{2h}^3 — <i>C</i> 2/т, островная. Призматический	Совершенная по {110}	Серовато-зеленый, зеленый	$n_g = 1,809$, $n_m = 1,793$, $n_p = 1,756$
Псевдомалахит $\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4$	Мон., C_{2h}^5 — <i>P</i> 2 ₁ /а, островная. Призматический. Почковидный и радиально-волокнистый	Ясная по {010}. Неровный	Темно-, голубовато-зеленый	$n_g = 1,81$ — 1,88, $n_m = 1,83$ — 1,86, $n_p = 1,78$ — 1,80

6	7	8	9	10	11
3,88	3,5	П. п. тр. легко плавится	Растворяется в H_2SO_4	Брошантит, либетенит, малахит	В зоне окисле- ния медных месторожде- ний. Атака- мит, куприт, малахит, азу- рит, псевдома- лахит, лимо- нит
3,8—3,9	3,5—4	3,5	Легко рас- творяется в кислотах	Атакамит, малахит	В зоне окисле- ния медно- колчеданных месторожде- ний. Куприт, малахит, азурит, либе- тенит, псев- домалахит
3,65	6—6,5	3	Растворяется в HF	Дюмортьерит, турмалин	В жилах среди глаукофано- вых сланцев. Натролит, неп- тунит
3,3	3,5—4	2,5	Растворяется в HCl	Мансфил- дит — содер- жит Al ; конхальцит	В зоне выве- тривания сульфидных месторожде- ний. Лимонит, арсенопирит, кварц
3,57	6,5	5	В кислотах не раство- ряется	Турмалин, дюмортьерит	В пегматито- вых и кварце- вых жилах
4,0—4,3	4,5—5	2	Легко рас- творяется в кислотах	Малахит, хризоколла	В зоне окисле- ния. Малахит, хризоколла, тенорит, пиро- морфит, халце- дон, лимонит

1	2	3	4	5
Ксеиотим YPO_4 , Th, U	Тетр., D_{4h}^{19} — $I4_1/amd$, островная. Призматический, бипирамидальный, {100}, {110}, {111}. (52)	Совершенная по {110}. Неровный	Желтовато- бурый, красноватый	$n_e = 1,816$, $n_o = 1,721$
Бастнезит (Ce, La)[CO_3]F	Гекс., D_{3h}^4 — $R\bar{6}2c$, островная. Пластинчатый, {0001}, {1010}	Несовершенная по {0001}. Раковистый	Желтый, коричневый, красновато-коричневый	$n_e = 1,818$ — 1,823, $n_o = 1,717$ — 1,722
Ярозит $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ Натроярозит $\text{NaFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ Аммониярозит $\text{NH}_4\text{Fe}_3[\text{SO}_4]_2 \times$ $\times (\text{OH})_6$	Триг., C_{3h}^5 — $R\bar{3}m$, островная. Призматический, ромбоэдрический, {0001}, {1010}, {1012}. Тонкочешуйчатый и землистый	Совершенная по {0001}	Охряно- желтый, буроватый	Ярозит: $n_o = 1,820$, $n_e = 1,715$. Натроярозит: $n_o = 1,815$, $n_e = 1,740$. Аммониярозит: $n_o = 1,800$, $n_e = 1,750$
Хегбомит (Mg, Fe) $_2(\text{Al}, \text{Ti})_5\text{O}_{10}$	Гекс., C_{6v}^4 — $R\bar{6}_3mc$, координационная. Таблитчатый, пирамидальный, {0001}, {1010}, {1011}, {0221}. Зернистый	Совершенная по {0001}, несовершенная по {1011}. Неровный, раковистый	Черный, коричневый, красновато-коричневый	$n_o = 1,805$ — 1,853, $n_e = 1,783$ — 1,802
Шаттукит $\text{Cu}_5[\text{Si}_2\text{O}_6]_2(\text{OH})_2$	Ромб., D_{2h}^{15} — $R\bar{c}ab$, цепочечная. Призматический, {100}, {010}, {321}. Волокнистый, скрытокристаллический (сферолиты)	Совершенная по {010}, несовершенная по {100}	Голубой, синий	$n_g = 1,815$, $n_m = 1,782$, $n_p = 1,753$

6	7	8	9	10	11
4,4—5,1	4—5	7	В кислотах не растворяется	Циркон — тв. около 7, отрицательная реакция на Р	В гранитах, пегматитах и россыпях. Циркон, колумбит, берилл, монацит
4,9—5,27	4,5—5	7	Растворяется в кислотах	Паризит, рентгенит, синхизит	В щелочных сиенитах и пегматитах, в карбонатах. Ортит, циркон, бриллит
3,15—3,25 3,18 3,11	2,5—3,5	4,5 Аммониярозит — при нагревании в закрытой трубке разлагается с выделением NH_3	То же	Лимонит — отрицательная реакция на SO_4^{2-}	В зоне выветривания сульфидных месторождений в аридном климате; аммониярозит — при горении терриконов. Лимонит, пирит
3,70—3,93	6,5	6	В кислотах не растворяется. Слабо магнитен	Ильменит, гематит	В основных, щелочных, метаморфических породах и железных рудах
3,9—4,13	3,5	—	С трудом разлагается в HCl	Планшеит, хризоколла, аурихальцит	В зоне окисления рудных месторождений. Малахит, хризоколла, куприт, тенорит, медь

1	2	3	4	5
Оливенит $\text{Cu}_2[\text{AsO}_4](\text{OH})$	Ромб., D_{2h}^{13} — $R\bar{3}m$, островная. игольчатый, {011}, {110}, {111}, {100}. Почковидный, зернистый, землистый	Несовершенная по {110}. Раковистый	Темно-зеленый, бурый, желтый, серовато-белый	$n_g = 1,82$ — 1,86, $n_m = 1,79$ — 1,82, $n_p = 1,75$ — 1,78
Церит $\text{Ce}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})$	Триг., D_{3v}^6 — $R\bar{3}c$, островная. Изометрический, бипирамидальный, {0001}, {1010}, {1012}. Зернистый	Занозистый	Бурый, красный, желтый, зеленый, бесцветный	$n_e = 1,820$ — 1,825, $n_o = 1,810$ — 1,817
Кнебелит $(\text{Fe}, \text{Mn})_2[\text{SiO}_4]$. Mg. Ca	Ромб., D_{2h}^{16} — $R\bar{3}m$, островная. Призматический. Зернистый	Совершенная по {001} и {010}. Раковистый	Бурый, черный, зеленоваточерный	$n_g = 1,828$, $n_m = 1,820$, $n_p = 1,788$
Азурит $2\text{Cu}[\text{CO}_3] \cdot \text{Cu} \times$ $\times (\text{OH})_2$	Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/c$, островная. Изометрический, пластинчатый, призматический, {100}, {111}, {110}, {001}. Тонкозернистый. землистый (медная синь). (69)	Совершенная по {001}. Неровный, раковистый	Лазурносиний, синий, голубой	$n_g = 1,838$, $n_m = 1,758$, $n_p = 1,730$
Линарит $\text{PbCu}[\text{SO}_4](\text{OH})_2$	Мон., C_{2h}^2 — $P2_1/m$, островная. Призматический, {100}, {010}, {001}, {110}	Совершенная по {100}, несовершенная по {001}. Раковистый,	Лазоревосиний	$n_g = 1,859$, $n_m = 1,838$, $n_p = 1,809$

6	7	8	9	10	11
3,9—4,4	3	П. п. тр. легко плавится	Легко рас- творяется в кислотах и NH_4OH	Псевдомала- хит, либете- нит, антлерит, брошантит	В зоне окисле- ния сульфид- ных месторо- ждений. Ма- лахит, азурит, скородит, ли- монит
4,90	5,5	7	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO_2	Торнебомит, бастнезит	В сиенит-пег- матитах. Баст- еезит, торне- бомит, ортит
4,18— 4,245	5,5—6,5	5	То же	Оливин, гумит, клиногумит	В железо- марганцевых рудах кон- тактово-ме- таморфиче- ского проис- хождения
3,7—3,9	3,5—4	3	Растворяется в кислотах и NH_4OH	Лазурит — высокая твердость, не содержит Cu	В зоне выве- тривания сульфидных месторожде- ний. Куприт, тенорит, ма- лахит, лимо- нит, халько- пирит
5,35	2,5	1,5	Растворяется в разбавлен- ной HNO_3 с выделением PbSO_4	Азурит	В зоне оки- сления мед- ных и свин- цовых место- рождений. Церуссит, малахит, анг- лезит, хризо- колла, лед- гиллит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Монацит (Ce, La, Th)[PO₄]. U, [SiO₄]⁴⁻; SO₄²⁻ — монацит сульфатный</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/n$, островная. Таблитчатый, плоскопризматический, {100}, {010}, {110}, {101}. (74)</p>		<p>Желтый, оранжевый, буро- красный</p>	<p>Монацит: $n_g=1,84$, $n_m=1,79$, $n_p=1,79$. Монацит сульфат- ный: $n_g=1,746$, $n_p=1,730$</p>
<p>Тагилит Ca₂[PO₄](OH) × × H₂O</p>	<p>Ромб., —, ост- ровная. Почковидный и радиально- волоконный</p>	<p>Ясная по {010}</p>	<p>Изумруд- но-зеленый</p>	<p>$n_g=1,85$, $n_m=1,84$, $n_p=1,69$</p>
<p>Ферримолибдит Fe₂[MoO₄]₃ · 7H₂O</p>	<p>Ромб., —, ост- ровная. Землистый, во- локонный, че- шуйчатый</p>	<p>Совер- шенная по {001}</p>	<p>Желтый, бледно- желтый</p>	<p>$n_g=1,87$ — 2,05, $n_m=1,753$ — 1,79, $n_p=1,72$ — 1,78</p>
<p>Тёрнебомит La₂Al[SiO₄]₂(OH)</p>	<p>Мон., C_{5h}^5 — $P2_1/c$. Мелкозернистый</p>	<p>Неровный</p>	<p>Зеленый, серо-, темно-, оливково- зеленый</p>	<p>$n_g=1,878$, $n_m=1,852$, $n_p=1,845$</p>
<p>Атакамит Cu₂Cl(OH)₃</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $R\bar{3}m$, коорди- национная. Призматический, изометрический, {010}, {011}, {110}. Тонкозернистый</p>	<p>Совер- шенная по {010}. Раковистый</p>	<p>Зеленый, ярко-изум- рудно- зеленый</p>	<p>$n_g=1,880$, $n_m=1,861$, $n_p=1,831$</p>
<p>Англезит Pb[SO₄]. Ba</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $R\bar{3}m$, островная. Призматический, бипирамидаль- ный, {010}, {110}, {110}, {001}. Зернистый, ко- рочки. (68)</p>	<p>Совер- шенная по {010} и {210}. Раковистый</p>	<p>Бесцвет- ный, белый, желтова- тый</p>	<p>$n_g=1,894$, $n_m=1,882$, $n_p=1,877$</p>

6	7	8	9	10	11
4,9—5,4 4,51	5—5,5	6	С трудом растворяется в HCl. Обычно сильно радиоактивен	Циркон, ксенотим, титанит	В гранитах, гнейсах, пегматитах, россыпях. Циркон, ортит, берилл, колумбит
3,5—4,08	3—4	2—2,5	Легко растворяется в кислотах и NH ₄ OH	Малахит, псевдомалахит	В зоне окисления. Малахит, азурит, псевдомалахит, куприт, медь, лимонит
4,5	1—2	П. п. тр. легко плавится	Растворяется в кислотах	Ярозит, ферритунгстит, мелковит, бетпакдалит	В зоне окисления; продукт изменения молибденита
4,80—4,94	4,5—5	7	Растворяется в HCl с выделением студенистого SiO ₂	Церит, стенструпин	В гранитных пегматитах. Церит, бастнезит, ортит, лессингит
3,8—3,9	3—3,5	3—4	Легко растворяется в кислотах	Малахит, брошаитит	В зоне окисления медьсодержащих месторождений в условиях сухого климата. Куприт хризокolla, малахит, брошантит
6,38	2,5—3	2	Растворяется в KOH; медленно — в HNO ₃	Церуссит — растворяется в HCl с выделением CO ₂	В зоне окисления сульфидных месторождений. Церуссит, лимонит, малахит, азурит

1	2	3	4	5
<p>Тюямунит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{VO}_4]_2 \times 8\text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Ромб., —, слоистая. Пластинчатый, чешуйчатый, {001}, {101}, {111}. Налеты, корочки</p>	<p>Совершенная по {001}</p>	<p>Желтый</p>	<p>$n_g = 1,885,$ $n_m = 1,810,$ $n_p = 1,670$</p>
<p>Малахит $\text{Cu}[\text{CO}_3] \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/a$, островная. Призматический, {100}, {010}, {001}, {110}. Радиально-лучистый, натечный, землистый (медная зелень). (69)</p>	<p>Совершенная по {201} Неровный</p>	<p>Светло-, беловато-, темно-зеленый, зеленый</p>	<p>$n_g = 1,909,$ $n_m = 1,875,$ $n_p = 1,655$</p>
<p>Ильваит $\text{CaFe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+} \times [\text{Si}_2\text{O}_7] \text{O}(\text{OH})$</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $R\text{om}$, островная. Призматический, {010}, {110}, {120}, {101}, {111}. Зернистый. (66)</p>	<p>Несовершенная по {001} и {010}</p>	<p>Черный, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком</p>	<p>$n_g = 1,926,$ $n_m = 1,890,$ $n_p = 1,878.$ Плеохроизм: N_g — темно-зеленый, N_p — темно-желтый</p>
<p>Казолит $\text{Pb}(\text{UO}_2)_2[\text{SiO}_4] \times \text{H}_2\text{O}$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/c$, слоистая Призматический, {001}, {100}, {110}. Радиально-лучистый, волокнистый, землистый</p>	<p>Совершенная по {001} несовершенная по {100} и {010}</p>	<p>Охряно-, коричнево-желтый</p>	<p>$n_g = 1,935 - 1,97,$ $n_m = 1,88 - 1,91,$ $n_p = 1,877 - 1,90$</p>
<p>Шеелит $\text{Ca}[\text{WO}_4].$ Си — купрошеелит</p>	<p>Тетр., C_{4h}^6 — $I4_1/a$, островная. Бипирамидальный (псевдооктаэдрический), {111}, {101} Зернистый. (54)</p>	<p>Ясная по {111}. Неровный</p>	<p>Белый, серый, желтоватый, коричневатый, оранжевый</p>	<p>$n_e = 1,937,$ $n_o = 1,920$</p>

6	7	8	9	10	11
3,7	2,5	П. п. тр. легко плавится	Легко раство- ряется в кислотах	Карнотит, ме- татюамунит и другие ура- новые слюдки	В зоне окисле- ния урановых месторожде- ний, в песча- никах
3,9—4,1	3,5—4	3	Растворяется в HCl с вы- делением CO ₂	Хризокolla, розазит, аури- хальцит	В зоне выве- тривания сульфидных месторожде- ний, в меди- стых песчани- ках. Азурит, куприт, тено- рит, медь, ге- тит, шаттукит, псевдомалахит
3,8—4,1	5,5—6	2,5	Растворяется в HCl с вы- делением студенистого SiO ₂	Ортит — ра- диоактивен	В скарнах и жилах. Магне- тит, гранат, пироксен, пи- рит
6,26	4,5	3	Легко раство- ряется в кис- лотах с выде- лением студе- нистого SiO ₂	Соддинт; склодовскит, уранофан	В жильных месторожде- ниях. Кюрит, торбернит, уранинит
5,8—6,2	4,5—5	5	Растворяется в HCl с выде- лением WO ₃ . Люминесци- рует в ультра- фиолетовом свете голубым или коричне- вым цветом	Кварц — вы- сокая твер- дость; карбо- наты — со- вершенная спайность; барит	В кварцевых жилах, скар- нах. Кварц, гранаты, суль- фиды, воль- фрамит, слю- ды, флюорит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Ферсманит (Ca, Na) ₂ (Ti, Nb)[SiO ₄](O, F) ₂	Мон., $C_{2h}^5 - C2/c$, островная. Таблитчатый, изометрический, {001}, {111}, {223}	Отдель- ность по {001} (средняя). Неровный	Желтовато- коричневый, коричневый, бурый.	$n_g = 1,939$, $n_m = 1,930$, $n_p = 1,886$
Карнотит $K_2(UO_2)_2[VO_4]_2 \times$ $\times 3H_2O$	Мон., $C_{2h}^5 - P2_1/a$, слоистая. Пластинчатый, землистые массы и налеты	Совершен- ная по {001}	Зеленова- то-желтый, желтый	$n_g = 1,950$, $n_m = 1,925$, $n_p = 1,750$
Циркон $Zr[SiO_4]$, Hf, Th, U, H ₂ O — малакон	Тетр., $D_{4h}^{19} -$ $I4_1/amd$, остров- ная. Призматический, бипирамидаль- ный, {100}, {110}, {111}, {311}. Иногда метамикт- ный (малакон). (52)	Раковнистый, неровный	Бесцветный, желтоватый, буроватый, красный	$n_e = 1,968 -$ 2,015, $n_o = 1,924 -$ 1,960
Титанит (сфен) $CaTiO[SiO_4]$, Fe, Cr, Nb, TR	Мон., $C_{2h}^6 - C2/c$, островная. Таблитчатый, призматический, {110}, {111}, {001}, {100}. (70)	Совершен- ная по {110}. Не- ровный, ра- ковнистый	Желтый, бурый, серый, зеленова- тый	$n_g = 1,975 -$ 2,094, $n_m = 1,895 -$ 2,04, $n_p = 1,888 -$ 1,958
Людвигит (Mg, Fe ²⁺) \times $\times Fe^{3+}O_2(BO_3)$	Ромб., $D_{2h}^9 -$ <i>Rста</i> , островная. Волокнистый, тонкозернистый	Отдель- ность по {001} Неровный	Зеленова- то-черный, темно- зеленый	$n_g = 1,98$, $n_m = 1,85$, $n_p = 1,84$
Повеллит $Ca[MoO_4]$. W	Тетр., $C_{4h}^6 - I4_1/a$, островная. Бипирамидаль- ный. Землистый, листоватый, псев- доморфозы по молибдениту	Неровный	Белый, желтова- тый	$n_o = 1,984$, $n_e = 1,974$

6	7	8	9	10	11
3,46	5,5	5	Растворяется в кислотах	Титанит	В щелочных пегматитах. Ринколит, ловчоррит, пектолит, эвдиалит, лампрофиллит, сульфиды
4,46—5,0	2—3,5	2,5	Легко растворяется в кислотах	Отенит, тьямунит и другие урановые слюдки	В зоне выветривания урановых месторождений, в песчаниках
4—4,7	7—7,5	7	В кислотах не растворяется. Люминесцирует в ультрафиолетовом свете желтым цветом. Иногда радиоактивен	Монацит, ксенотим, рутил, касситерит, гранаты	Аксессуарный минерал многих пород, в пегматитах, россыпях
3,3—3,56	5—6	3	Растворяется в H_2SO_4	Циркон — высокая твердость, отрицательная реакция на Ti	Аксессуарный минерал очень многих пород; в пегматитах, россыпях
3,8—4,0	5	П. п. тр. плавится с трудом	Растворяется в кислотах	Флюоборит, варвикит, вонсенит	В контактово-метаморфических месторождениях. Магнетит, диоксид, форстерит
4,25—4,52	4—3,5	4	Растворяется в HCl	Ферримолибдит, ферритунгстит	В зоне окисления молибденовых месторождений. Молибденит, кварц, полевой шпат

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Рамзант $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{O}_3[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$	Ромб., D_{2h}^{14} — <i>Rnca</i> , цепочечная. Призматический, игольчатый, изо- метрический, {100}, {210}, {111}	Совершен- ная по {100} и {210}	Светло- коричневый, темно-бурый	$n_g=2,02$ $n_m=2,01$ $n_p=1,92$
Цинкит ZnO. Mn, Fe, Pb	Гекс., C_{6v}^4 — <i>R63mc</i> , координа- ционная. Призматический, призматический, {0001}, {0001}, {1010}, {1013}. Зернистый, плот- ный, натечный	Совершен- ная по {1010} Раковистый	Оранжево- желтый, темно-бу- ровато- красный	$n_e=2,029$, $n_o=2,013$
Пироморфит $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$	Гекс., C_{6h}^2 — <i>R63/m</i> , островная. Призматический, {1010}, {0001}. Игольчатый, ко- рочки, налеты. (62)	Неровный	Желтовато- зеленый, бурый	$n_o=2,05$ $n_e=2,04$
Фольбортит $\text{Cu}_3[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Ca, Ba	Мон., C_{2h}^6 — <i>C2/c</i> . Чешуйчатый, волокнистый	Совершен- ная в одном направлении	Оливково- желтовато- зеленый, зеленый	$n_g=2,07$, $n_m=2,04$, $n_p=2,01$
Церуссит $\text{Pb}[\text{CO}_3]$	Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rtsp</i> , островная. Пластинчатый, бипирамидаль- ный, {111}, {021}, {001}, {010}. Зернистый, ко- рочки, натечные образования	Ясная по {110} и {021}. Раковистый	Бесцветный, белый, серый, желтый	$n_g=2,078$, $n_m=2,076$, $n_p=1,804$

6	7	8	9	10	11
3,38— 3,43	6	1	В кислотах не растворяется	Катаплеит, эльпидит	В нефелиновых сиенитах, пег- матитовых жилах хибини- тах. Лопарит, эвдиалит, кан- кринит, аналь- цит, эгирин
5,64— 5,68	4—6	7	Растворяется в кислотах	Куприт, пир- аргирит, прус- сит, киноварь	В цинковых месторожде- ниях; известны псевдомор- фозы по сфа- лериту. Франк- линит, вилле- мит, кальцит
7,0—7,1	3,5—4	3	Растворяется в HNO_3 и KOH	Ванадинит, мимезит	В зоне вывет- ривания суль- фидных место- рождений
3,42	3,5	1,5	Легко раство- ряется в кис- лотах	Карнитит, отунит, ва- зиньейт	В медистых и ураноносных песчаниках и сланцах. Ма- лахит, азурит, куприт, карно- тит
6,55	3—3,5	1,5	Растворяется в HNO_3 и KOH . Некоторые разности лю- минесцируют в ультрафио- летовых лучах желтым цве- том	Англезит — дает реакцию «серной пе- чени»	В зоне вывет- ривания суль- фидных место- рождений. Англезит, ма- лахит, лимо- нит

1	2	3	4	5
<p>Гидроцеруссит $Pb[CO_3]_2(OH)_2$. Cl</p>	<p>Гекс. (?), — слоистая. Пластинчатый, таблитчатый, {0001}, {1010}, {1012}</p>	<p>Совершенная по {0001}</p>	<p>Бесцветный, белый, серый</p>	<p>$n_o = 2,09$, $n_e = 1,94$</p>
<p>Касситерит SnO_2. Nb, Ta, Fe, Mn</p>	<p>Тетр., D_{4h}^{14} — $R4_2/mnt$, цепочечная. Призматический, {100}, {110}, {111}, {101}. Коленчатые двойники. Зернистый, концентрически-зональный, радиально-лучистый, скрытокристаллический (деревянистое олово)</p>	<p>Несовершенная по {110}. Неровный</p>	<p>От светло-желтого до бурого и черного</p>	<p>$n_p = 2,09$, $n_o = 2,00$</p>
<p>Бисмутит $Bi_2O_2[CO_3]$. Pb, Ca, Fe</p>	<p>Тетр., D_{4h}^{17} — $I4/mmt$, слоистая. Пластинчатый, чешуйчатый, волокнистый, порошокватый, землистый</p>	<p>Несовершенная по {001}. Землистый</p>	<p>Желтый, коричнево-желтый, бледно-зеленый, коричневый, голубой</p>	<p>$n_p = 2,12$, $n_g = 2,30$</p>
<p>Фосгенит $Pb_2[CO_3]Cl_2$. P</p>	<p>Тетр., D_{4h}^5 — $R4/mbt$, слоистая. Таблитчатый, призматический, {001}, {010}, {110}, {111}. Зернистый, плотный</p>	<p>Ясная по {001} и {110}. Раковистый</p>	<p>Бесцветный, белый, зеленый</p>	<p>$n_e = 2,145$, $n_o = 2,118$</p>
<p>Миметезит $Pb_5[AsO_4]_3Cl$</p>	<p>Гекс., C_{6v}^2 — $R6_3/m$, островная. Призматический, игольчатый, {0001}, {1010}. Зернистый, натечный. (62)</p>	<p>Неровный</p>	<p>Бесцветный, белый, желтый, бурый</p>	<p>$n_o = 2,147$, $n_e = 2,128$</p>

6	7	8	9	10	11
6,80	3,5	2,5	Растворяется в HNO_3	Церусит, англезит	В зоне окисления — продукт изменения первичных минералов Pb. Церусит, ледгиллит
6,8—7,0	6—7	7	Пленочная реакция на Sn на цинковой пластинке	Рутил, циркон	В кварцевых, сульфидных и пегматитовых жилах, измененных гранитах, грейзенах и россыпях. Лепидолит, топаз, турмалин, флюорит, вольфрамит, станный
6,1—7,7	2,5—3,5	1,5—2	Растворяется в кислотах	Бисмит, русселит, базобисмутит	В зоне окисления за счет висмутина, висмута и других минералов Bi
6,55	2—3	1	Растворяется в разбавленной HNO_3	Гидроцерусит, церусит	Продукт изменения гаденита и других минералов Pb. Церусит, англезит
7,19—7,25	3,5	1,5	Растворяется в HNO_3 и KOH	Пироморфит, ванадинит, апатит	В зоне выветривания сульфидных месторождений

1	2	3	4	5
<p>Кюрит $Pb_2(UO_2)_5O_4 \times$ $\times (OH)_6 \cdot 4H_2O$</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — <i>Rpma</i>, слоистая Призматический, $\{100\}$, $\{110\}$, $\{111\}$. Плотный, земли- стый, зернистый, игольчатый</p>	<p>Совершен- ная по $\{100\}$. Неровный</p>	<p>Оранжево- желтый, оранжевый</p>	<p>$n_g = 2,15$, $n_m = 2,11$, $n_p = 2,06$</p>
<p>Бадделент ZrO_2. Hf, Nb, Ta</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P_{21/c}$, координационная. Призматический, пластинчатый, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$. Плотный, волок- нистый (циркон- фавас)</p>	<p>Совершен- ная по $\{001\}$, несовер- шенная по $\{010\}$ и $\{110\}$. Неровный</p>	<p>Бесцветный, желтый, зеленый, бурый, черный</p>	<p>$n_g = 2,20$ — $2,25$, $n_m = 2,19$ — $2,236$, $n_p = 2,13$ — $2,18$</p>
<p>Вокелент $Pb_2Cu(CrO_4) \times$ $(PO_4)(OH)$</p>	<p>Мон., $C_{2h}^5 - P_{21/n}$, островная Призматический, $\{100\}$, $\{110\}$.</p>	<p>Неровный</p>	<p>Зеленый, коричне- вый, темно- зеленый, черный</p>	<p>$n_g = 2,22$, $n_m = 2,22$, $n_p = 2,11$</p>
<p>Сера α-S. Se, Te</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{24} — <i>Fddd</i>, островная. Дипирамидаль- ный, тетраэдри- ческий, таблитча- тый, $\{001\}$, $\{011\}$, $\{111\}$, $\{113\}$. Зернистые короч- ки, налеты. (63)</p>	<p>Раковистый неровный</p>	<p>Желтый</p>	<p>$n_g = 2,245$, $n_m = 2,038$, $n_p = 1,958$</p>
<p>Штольцит Pb_2WO_4. Ca, Mg, Mn</p>	<p>Тетр., $C_{4h}^6 - I_{41/a}$, островная. Дипирамидаль- ный, призматиче- ский, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{111\}$, $\{112\}$. (54)</p>	<p>Несовер- шенная по $\{011\}$ Ракови- стый, не- ровный</p>	<p>Красный, краснова- то-желтый, коричне- вый, жел- тый, зеленый</p>	<p>$n_o = 2,27$, $n_e = 2,19$</p>

6	7	8	9	10	11
7,26	4	1,5	Легко растворяется в кислотах	Отенит, уранофан и другие урановые слюдки	Продукт окисления уранинита. Торбернит, склодовскит, циппеит
5,7—6,0	6,5	7	Медленно растворяется в концентрированной H_2SO_4	Сфен — содержит Ti; циркон	В нефелиновых сиенитах. Циркон, пирохлор. В россыпях
6,02	2,5—3	2—3	Растворяется в HNO_3	Пироморфит, фурнесит, ванадинит	В зоне окисления. Крокоит, пироморфит, ванадинит
2,05—2,08	1,5—2	$T_{пл} = 113^\circ C$	Легко горит, выделяя SO_2 . Растворяется в CS_2	Сульфурит, розицит	В осадочных породах, зоне выветривания сульфидных месторождений. Гипс, ангидрит, пирит
7,9—8,3	2,5—3,0	4	Растворяется в HCl и KOH с выделением WO_3	Вульфенит — содержит Mo; шеелит — содержит Ca	В зоне окисления. Лимонит, ванадинит, вульфенит, церуссит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Гюбнерит $MnWO_4$. Fe, Mg</p>	<p>Мон., C_{2h}^4 — $P2/c$, цепочечная. Пряматический, таблитчатый, пластинчатый, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{210\}$. Зернистый</p>	<p>Совершенная по $\{010\}$</p>	<p>Буровато-красный, бурый с красноватым или фиолетовым оттенком</p>	<p>$n_g = 2,30$, $n_p = 2,20$</p>
<p>Деклуазит $Pb(Zn, Cu)[VO_4] \times$ $\times(OH)$</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $Rmcp$, островная. Призматический</p>	<p>Неровный</p>	<p>Красный, красновато-желтый, бурый, черный</p>	<p>$n_g = 2,35$, $n_m = 2,27$ $n_p = 2,18$</p>
<p>Валентинит $\alpha-Sb_2O_3$</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{10} — $Rscp$, цепочечная. Призматический, таблитчатый, $\{100\}$, $\{010\}$, $\{011\}$, $\{110\}$. Зернистый, плотный</p>	<p>Совершенная по $\{110\}$, несовершенная по $\{010\}$</p>	<p>Бесцветный, синий, белый, желтовато-бурый</p>	<p>$n_g = 2,358$, $n_m = 2,352$, $n_p = 2,18$</p>
<p>Гётит (игольчатая железная руда) $\alpha-FeO(OH)$. Al, Mn; H_2O — гидротётит</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{16} — $Pbnt$, цепочечная. Игольчатый, $\{010\}$, $\{021\}$, $\{110\}$, $\{120\}$, $\{121\}$. Радиально-лучистый, натечный, землистый, (65)</p>	<p>Совершенная по $\{010\}$. Неровный, занозистый</p>	<p>Желтовато-коричневый до черного</p>	<p>$n_g = 2,398$, $n_m = 2,393$, $n_p = 2,260$. Плеохроизм: N_g — оранжевый, N_p — светло-желтый</p>
<p>Вульфенит $PbMoO_4$. W — чиллагит</p>	<p>Тетр., C_{4h}^6 — $I4_1/a$, островная. Остробипирамидальный, пластинчатый, призматический, $\{001\}$, $\{00\bar{1}\}$, $\{110\}$, $\{230\}$, $\{111\}$. (54)</p>	<p>Несовершенная по $\{111\}$</p>	<p>От желтого до красного</p>	<p>$n_o = 2,40$, $n_e = 2,30$</p>

6	7	8	9	10	11
7,1	4—4,5	4	При длительном кипячении растворяется в H_2SO_4 и HCl	Сфалерит, рутил	В кварцевых и пегматитовых жилах, грейзенах. Шеелит, топаз, халькопирит, арсенипирит
5,9—6,2	3,5	П. п. тр. легко плавится	Растворяется в HNO_3	Ванадинит, моиттримит	В зоне окисления Pb-Zn сульфидных месторождений. Ванадинит
5,70—5,76	2,5—3 Гибкий	1 П. п. тр. возгоняется	Растворяется в HCl ; при прибавлении воды образуется белый осадок $SbOCl$	Сеиармоитит, арсенилит, клаудетит	В зоне окисления — продукт изменения антимонита и других минералов Sb. Кармезит, серваитит, стибикоит
4,0—4,4	5—5,5	5—6	Медленно растворяется в HCl	Лепидокрокит, гематит	В зоне выветривания, железных шляхах, осадочных железных, болотных и озерных рудах
6,3—7,0	3	3	Медленно растворяется в HCl с выделением $PbCl_2$	Штольцит, шеелит, фосгеит	В зоне окисления сульфидных месторождений

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Ванадинит $Pb_5[VO_4]_3Cl$</p>	<p>Гекс., C_{6h}^2 — $R\bar{6}_3/m$, островная. Призматический, $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$. (62)</p>	<p>Неровный</p>	<p>Желтый, бурый, красный</p>	<p>$n_o = 2,416$, $n_e = 2,350$</p>
<p>Сурик Pb_3O_4</p>	<p>Тетр., D_{4h}^{13} — $R\bar{4}_2/mbc$. Плотный, землн- стый, порошок- ватый</p>	<p>Неровный, землистый</p>	<p>Ярко-, кор- ричнегато- красный, красный с желтоватым оттеиком</p>	<p>$n = 2,42$</p>
<p>Бисмит $\alpha\text{-Bi}_2O_3$</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/c$, координационная. Землистый, плот- ный, налеты</p>	<p>Неровный, раковистый, землистый</p>	<p>Зеленогато-, соломенно- желтый, серовато- зеленый</p>	<p>$n > 2,43$</p>
<p>Гринокит $\alpha\text{-CdS}$. Zп, Ip</p>	<p>Гекс., C_{6v}^4 — $R\bar{6}_3mc$, координа- ционная. Пирамидальный, призматический, $\{0001\}$, $\{000\bar{1}\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ Порошковатый, коричневый, налеты. (60)</p>	<p>Ясная по $\{10\bar{1}0\}$, несовер- шенная по $\{0001\}$. Раковистый</p>	<p>Желтый, оранжево- желтый, красный</p>	<p>$n_e = 2,529$, $n_o = 2,506$</p>
<p>Анализ $\beta\text{-TiO}_2$. Fe</p>	<p>Тетр., D_{4h}^{19} — $I4_1/amd$, субкар- касная. Бипирамидаль- ный, призматиче- ский, таблитча- тый, $\{100\}$, $\{111\}$, $\{112\}$. (50)</p>	<p>Совершен- ная по $\{111\}$ и $\{001\}$. Неровный</p>	<p>Синий, зеленый, желтый до черного</p>	<p>$n_o = 2,56$, $n_e = 2,49$</p>

6	7	8	9	10	11
6,66— 7,10	3	1,5	Растворяется в HCl с выделе- нием $PbCl_2$	Пироморфит, миметезит	В зоне вывет- ривания суль- фидных место- рождений
9,1	2,5	2	Растворяется в HCl с выде- лением Cl, в разбавленной HNO_3 — с вы- делением PbO_2	Шафарцикит, кермезит	В зоне окисле- ния — продукт изменения га- ленита и дру- гих минералов Pb
8,64— 9,41	4,5	2	Легко раство- ряется в HNO_3	Силленит, русселит	В зоне окисле- ния — продукт изменения вис- мута, бисмути- на и других минералов Bi. Бисмутит, пу- херит
4,9—5	3—3,5	1	Растворяется в HCl и HNO_3	Аурипигмент, вульфенит, вюртцит, хоу- лит	В зоне окисле- ния сульфид- ных месторож- дений. Сфале- рит, вюртцит, халькопирит, смитсонит
3,9	5—6	7	В кислотах не растворяется	Касситерит, рутил	В кварцевых жилах альпий- ского типа и россыпях

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
Крокоит $Pb[CrO_4]$	Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/n$, островная. Призматический, игльчатый, {110}, {111}, {120}, {001}. (74)	Совершенство- ная по {110}	Оранжево- красный, оранжевый	$n_g=2,66$, $n_m=2,37$, $n_p=2,31$
Глет (литаргит) $\alpha-PbO$ (низкотемператур- ная модификация PbO)	Тетр., D_{4h}^7 — $P4/nmm$, слоистая. Таблитчатый, {001}, {100}. Чешуйчатый, корочки	Ясная по {110}	Красный, желтовато- красный	$n_o=2,665$, $n_e=2,535$
Муассанит $\alpha-SiC$	Гекс., C_{6v}^4 — $P6_3mc$, координа- ционная. Таблитчатый, {0001}, {10 $\bar{1}0$ }, {1011}.	Несовершенство- ная по {0001}. Раковистый	Бесцветный, серый, зеленый, синий, голубовато- черный	$n_e=2,69$, $n_o=2,65$
Реальгар AsS	Мон., C_{2h}^5 — $P2_1/n$, островная. Призматический, {010}, {001}, {021}, {110}. Плотный, зерни- стый, налеты. (69)	Совершенство- ная по {010}. Несовершенство- ная по {001}. Неровный, раковистый	Оранжево- красный	$n_g=2,704$, $n_m=2,684$, $n_p=2,538$
Массикот $\beta-PbO$ (высокотемпера- турная модифика- ция PbO)	Ромб., C_{2v}^5 — $Rca2_1$, слоистая. Таблитчатый (искусственный). Чешуйчатый, зем- листый, плотный	Совершенство- ная по {001}	Желтый, желтый с краснова- тым оттен- ком	$n_g=2,71$, $n_m=2,61$, $n_p=2,51$
Кермесит Sb_2S_2O	Трикл., C_i^1 — $P\bar{1}$, цепочечная. Игольчатый {100}, {001}, {101}. Землистый, воло- совидный, корочки	Совершенство- ная по {001} и {100}. Неровный	Вишнево, буро- красный	$n_g=3,42$, $n_m=3,09$, $n_p=2,96$

6	7	8	9	10	11
6	2,5—3	1	Растворяется в HCl с выделением Cl и PbCl ₂	Эмбрейт, феикохроит	В зоне выветривания сульфидных месторождений. Вокеленит, феикохроит, эмбрийит, пирроморфит
9,3	2	2	Растворяется в HCl и HNO ₃ ; в H ₂ SO ₄ разлагается с образованием PbSO ₄	Киноварь, массивот, сурик	В зоне окисления свинцовых месторождений. Массивот, сурик, свинец, лимонит, вульфенит
3,1—3,217	9,5	7	В кислотах не растворяется	Корунд, лонсдэйлит	Включения в кимберлитах
3,56	2	1 П. п. тр. возгоняется	Растворяется в щелочах	Киноварь, крокоит	В известняках, сланцах. Аурпигмент
9,56	2	2	Растворяется в HCl и HNO ₃ ; в H ₂ SO ₄ разлагается с выделением PbSO ₄	Глет, киноварь	В зоне окисления свинцовых месторождений. Глет, сурик, церуссит, тенорит, лимонит
4,68	1—1,5	1 П. п. тр. возгоняется	Растворяется в HCl с выделением H ₂ S	Киноварь, гетчеллит, реальгар	В зоне окисления сурьмяных месторождений. Антимонит, валентинит, сенармоитит

1	2	3	4	5
<p>Брукит $\gamma\text{-TiO}_2$. Fe</p>	<p>Ромб., D_{2h}^{15} — <i>Pbca</i>, слоистая. Таблитчатый, дипирамидаль- ный (арканзит), {100}, {110}, {001}, {112}. (50)</p>	<p>Несовер- шенная по {110}. Неровный</p>	<p>Желтый, черный, буроватый, красноватый</p>	<p>$n_g=2,74$, $n_m=2,59$, $n_p=2,58$</p>
<p>Рутил $\alpha\text{-TiO}_2$. Nb, Cr, V, Fe</p>	<p>Тетр. D_{4h}^{14} — <i>P4₂/mm</i>, цепо- чечная. Призматический, игольчатый, {110}, {100}, {111}, {101}. Коленчатые двой- ники и сетчатые сростки (сагенит). (50)</p>	<p>Совершен- ная по {110}. Неровный</p>	<p>Светло- желтый, красный, буро-крас- ный, черный (нигрин)</p>	<p>$n_o=2,90$, $n_e=2,61$</p>
<p>Прустит Ag_3AsS_3. Sb</p>	<p>Триг., C_{3v}^6 — <i>R3c</i>. островная. Призматический, ромбоэдриче- ский, скалено- эдрический, {1010}, {1011}, {1120}, {2131}</p>	<p>Довольно ясная по {1011}. Раковистый</p>	<p>Ярко- красный</p>	<p>$n_o=3,088$, $n_e=2,792$</p>
<p>Аурипигмент As_2S_3</p>	<p>Мон., C_{2h}^5 — <i>P2₁/n</i>, слоистая. Призматический, {100}, {010}, {110}. Радиально-лучи- стый, землистый</p>	<p>Весьма со- вершенная по {010}</p>	<p>Лимонно- желтый</p>	<p>$n_g=3,02$, $n_m=2,81$, $n_p=2,40$</p>

6	7	8	9	10	11
3,9—4,14	5,5—6	7	В кислотах не растворяется	Колумбит — иная плотность; рутил	В жилах альпийского типа и россыпях
4,2—4,3	6,5	7	То же	Гематит, каситерит	В метаморфических породах, кварцевых жилах альпийского типа и россыпях
5,55—5,64	2—2,5	1	Растворяется в HNO_3	Киноварь — нет As; пираргирит — содержит Sb; реальгар — нет Ag	В жильных месторождениях. Пираргирит, галенит, сфалерит, серебро, арсениды Ni и Co, настуран
3,5	1—2	1 П. п. тр. возгоняется	Легко растворяется в KOH	Гринокит, сера	В жильных месторождениях. Киноварь, реальгар, гетчелит, антимонит, флюорит, барит

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5
<p>Киноварь HgS. Se, Te</p>	<p>Триг., D_3^4 — $R3_221$ и D_3^6 — $R3_221$, цепочечная. Ромбоэдрический, таблитчатый, призматический, {0001}, {1010}, {1011}. Зернистый, зем- листый. (55)</p>	<p>Совершен- ная по {1010}. Неровный</p>	<p>Красный, коричнево- красный</p>	<p>$n_e = 3,20$, $n_o = 2,85$</p>

6	7	8	9	10	11
8,1	2—2,5	<p>П. п. тр. возгоняется. При $T > 250^{\circ}\text{C}$ становится черной (переходит в метациннабарит) После охлаждения окраска восстанавливается</p>	В кислотах не растворяется	Реальгар, гетчеллит	<p>В жильных месторождениях. Реальгар, аурипигмент, антимонит, гетчеллит, флюорит, барит</p>

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ

Название главы условное: в ней кратко суммируются диагностические признаки некоторых минералов — наиболее распространенных и наиболее интересных, по мнению авторов, а также приводятся краткие сведения о их месторождениях и геохимии отдельных элементов, т. е. те данные, которые могут быть полезны читателю, но из-за ограниченности места не были помещены в таблицы для диагностики минералов.

В описании минералов нет какой-либо строгой последовательности; оно начинается с диагностических признаков рудных минералов. Насколько это оказалось возможным, авторы старались чтобы последовательность рассмотрения минералов в главе соответствовала их распределению в табл. 16—18.

СУЛЬФИДЫ

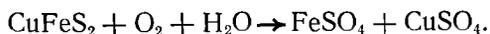
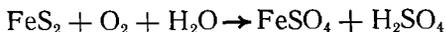
Минералы, представляющие собой по химическому составу соединения металлов с серой — сернистые соединения, или сульфиды, выделил в особую группу И. Берцелиус в первой половине XIX в. Эти минералы, по словам В. И. Вернадского, «...давно уже были соединены вместе на основании внешних признаков, без всякого прямого отношения к химической формуле».

В земной коре главные и наиболее распространенные окислители: O, S, F и Cl; самые «энергичные» из них F и Cl, но их очень мало в природе и, кроме того, соединения этих окислителей с металлами отличаются малой прочностью, легко растворяются в воде, поэтому они образуют относительно редкие, кроме галита, минералы. В конечном счете в химических реакциях в литосфере идет «конкуренция» между атомами O и S. Приоритет в этом «соревновании» определяется количеством атомов и прочностью соединений, которые они образуют с восстановителями. По этим показателям атомы кислорода превосходят атомы серы. Количество атомов кислорода, или атомный кларк, по А. Е. Ферсману, превышает 50 % массы литосферы, атомный кларк серы всего только 0,05 %, т. е. количество атомов серы на четыре порядка меньше по сравнению с кислородом. Уже по этой причине кислородные соединения в литосфере преобладают над сульфидами.

Кислородные соединения отличаются большей прочностью по сравнению с сульфидами. Это также отражается на количественном соотношении кислородных и сернистых соединений. Но еще большее значение имеет поведение атомов серы в зависимости от концентрации O_2 (значения кислородного потенциала). В окислительной среде атомы серы становятся восстановителями: вначале это электронейтральные их сочетания $[S_n]$ (элементарная сера) — минерал самородная сера; затем это оксид SO_2 — в природе неустойчивое соединение, быстро превращающееся в SO_3 — ангидрит серной кислоты, который с водой дает очень агрессивную серную кислоту — H_2SO_4 , которая «находит» катион и превращается в сульфат. Большинство сульфатов растворимы, и в природной воде находится сульфат-ион SO_4^{2-} . Таким образом, поле равновесия сульфидов резко ограничено — концентрацией окислителей и восстановителей. При этом нужно иметь в виду и то, что при повышенной температуре сульфиды плавятся или диссоциируют. Поэтому количество минералов сульфидов не может сравниться с количеством кислородных соединений. Содержание сульфидов в литосфере В. И. Вернадский определял, исходя из содержания серы (ее кларка) — 0,06 %; в массивных породах это число увеличивается до 0,11 %, отсюда он делал заключение, что сульфиды «...составляют максимум около 0,15 % по весу земной коры и едва ли превышают 0,2 %».

В группу сульфидов включают также селениды, теллуриды, арсениды, висмутиды и другие родственные им соединения. Их свойства и поведение в земной коре примерно такие же, как сульфидов, но встречаются они очень редко.

«Граница между областью резкого разложения сернистых соединений и областью их устойчивости меняется в значительной степени в зависимости: 1) от глубины проникновения поверхностных вод, насыщенных кислородом, 2) от пористости поверхностных пород, позволяющих циркулировать водам и воздуху, и 3) от химического состава этих пород...» (В. И. Вернадский). Эту границу В. И. Вернадский назвал «кислородной поверхностью». Выше ее сульфиды переходят в сульфаты:



В зависимости от рН и кислородного потенциала среды сульфат железа II в относительно бедной кислородом среде мигрирует из зоны образования, а в обогащенной кислородом — переходит в сульфат железа III, который, гидролизуясь, превращается в лимонит, формируя над сульфидной залежью «железную шляпу». Сульфат меди мигрирует в более глубокие горизонты и в восстановительной среде образует «вторичные» сульфиды типа CuS (ковеллин). Так происходит обогащение зоны первич-

ных руд медью и возникает зона цементации или вторичного сульфидного обогащения.

Если окисление идет в щелочной среде ($\text{pH} > 7$), то медь в зоне окисления образует разновидности малахита и азурита — медную зелень и медную синь. И зона вторичного сульфидного обогащения в этих условиях практически не развивается.

При поисках и изучении сульфидных месторождений очень тщательно нужно изучать «вторичные минералы», обращая особое внимание на поры и пустоты в жильном кварце, на текстуру выделений лимонита, позволяющую определить те первичные минералы, за счет которых возникли ячеистые текстуры лимонита.

По отношению к главным окислителям (O и S), а также совместному нахождению химических элементов в литосфере можно выделить следующие геохимические группы. *Инертные элементы*, химические соединения которых в литосфере неизвестны. *Платиновые металлы* (платиноиды): Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt — довольно инертные в химическом отношении; для них характерно свободное (самородное) нахождение в литосфере. *Семейство железа*: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni. В этом ряду «сродство» к кислороду возрастает от Sc до Mn, а затем падает у Co и Ni. Следующий за ними элемент Cu «возглавляет» группу необычайно важных халькофильных элементов. *Халькофильные элементы*: Cu, Zn, Ag, Cd, Au, Hg, Pb, In, Te и другие — слабые восстановители, склонны давать природные соединения с серой. Ниже кислородной поверхности главным окислителем их будут атомы серы. Это не означает, что халькофильные элементы «пренебрегают» атомами кислорода; в среде, богатой кислородом, почти каждый халькофильный элемент формирует кислородное соединение. Сера из окислителя превращается в восстановитель, образуя комплексный анион $[\text{SO}_4]^{2-}$, поэтому часто в месторождениях сульфидов встречаются сульфаты (барит, ангидрит).

В верхних горизонтах литосферы в зависимости от содержания кислорода халькофильный элемент может находиться в «самородном» состоянии (медь — Cu), в виде оксида (куприт — Cu_2O), сульфата (халькантит — $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) или сульфида (халькозин — Cu_2S). Железо — относительно сильный восстановитель, поэтому в свободном состоянии встречается редко; такие его кислородные соединения, как авгиты и роговые обманки, образуются на значительных глубинах; затем идут соединения, в которых атомы железа двух- и трехвалентные (магнетит — $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$); они, в свою очередь, сменяются кислородными соединениями трехвалентного железа (гематит — Fe_2O_3) и, если среда «водная», образуется гётит (FeOOH). Если восстановитель — органогенный материал, а «свободных» атомов кислорода нет, то кислородные соединения заменяют сульфиды: смайтит и грейгит (Fe_3S_4), черные тонкодисперсные мельниковиты

($\text{FeS}_2 \cdot aq$) и наконец гидротроилит — природный гель сернистого железа ($\text{FeS} \cdot aq$). Это может быть в морских и озерных илах, реже в торфяных и ключевых грязях.

Халькофильные свойства проявляются и у ряда других элементов, например платиноидов: лаурит — RuS_2 , куперит — PtS , брэггит — ($\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni}$) S, сперрилит — PtAs_2 .

В ряду семейства железа халькофильные свойства постепенно уменьшаются справа налево: если у атомов Ni и Co они отчетливо проявлены, у Fe менее ярко выражены, то Mn представляет собой «сильный» восстановитель и его сульфиды — алабандин (MnS) и гауерит (MnS_2) — можно рассматривать как экзотические минералы.

Литофильные элементы — легкие элементы, образующие в земной коре преимущественно кислородные соединения. Из этого семейства наиболее распространенными в литосфере (кларк их выше 1 %) являются O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H. Среди литофильных элементов особое место занимают лантаноиды — [La] — «аномальная» группа в таблице Менделеева.

Сульфиды обладают характерными свойствами. Это минералы почти исключительно с металлическим блеском, тяжелые, дающие цветную черту, на воздухе сравнительно быстро меняющие свой внешний вид; из них легко выделяются металлы. В этой группе минералов ранее обособлялись: *блески* — минералы серого цвета, обладающие металлическим блеском и цветной чертой (свинцовый блеск — PbS); *колчеданы* — сернистые соединения желтого цвета с металлическим блеском и цветной чертой (медный колчедан CuFeS_2); *блеклые руды* — быстро меняющие свой вид; *обманки* (цинковая обманка — ZnS , марганцевая обманка — MnS).

Химическая связь в сульфидах неоднородная. «Чисто» ионная связь характерна для сфалерита ZnS и киновари HgS . Эти минералы прозрачные и имеют алмазный блеск. Чистый сфалерит бесцветен. Ковалентная связь, особенно между атомами серы $[\text{S}—\text{S}] = \text{S}_2$ и атомами серы и мышьяка $[\text{As}—\text{S}] = \text{AsS}$, свойственна пириту, марказиту, арсенопириту и др. В сульфидах с металлическим блеском и повышенной электропроводностью доминирует связь металлическая. В подавляющей части минералов проявляются в различной мере все виды химической связи.

Геометрические типы структур также разные, но преобладают «компактные». Сингония большинства распространенных минералов принадлежит к высшей или средней категории, но минералы сложного состава из этой группы кристаллизуются в низшей категории. На примере данного класса минералов отчетливо видно проявление закона Федорова—Грота: кристаллы сульфидов простого химического состава имеют более высокую степень симметрии, чем кристаллы сульфидов сложного химического состава.

Анион серы в сульфидах всегда двухвалентный, радиус его действия, по сравнению с кислородом, большой ($S^{2-} = 0,174 \text{ нм}$), поэтому сернистые соединения обладают более низкой прочностью, чем кислородные, их твердость большей частью не выше 4, но есть и исключения; например, пирит имеет твердость до 6,5. Плотность сульфидов высокая — от 4 до 7 г/см³.

В кислотах сульфиды разлагаются с выделением H_2S , но пирит в HCl почти не разлагается.

По данным К. Б. Алешина, при обработке некоторых пиритных руд Урала в плавиковой кислоте агрегат их рассыпается на отдельные индивиды пирита. Все без исключения сульфиды разлагаются азотной кислотой с выделением H_2S , элементарной серы и SO_2 , а иногда и оксидов азота.

При диагностике сульфидов в первую очередь проводится анализ на серу; самый простой и эффективный прием сводится к нагреванию кусочков испытуемого минерала в открытой трубке; при этом происходит окисление серы — выделяется SO_2 , легко определяемый по запаху.

Если материала очень мало, то для исследования можно воспользоваться реакцией, которая называется реакцией на «серную печень» (см. гл. 4).

Сульфиды относительно легко плавятся, часто окрашивают пламя, меняют свой цвет, дают возгоны. Все испытания с паяльной трубкой можно выполнить быстро и легко установить также «внешний вид» минерала, что позволит более экономно и быстро определить минерал и отметить признаки, по которым его можно легче всего обнаружить в природной обстановке.

М. Н. Чуева путем растирания черты минерала вторым бисквитом и ее последующего химического изучения достигла существенных успехов в диагностике сульфидов простейшими методами [17]. Эту методику авторы широко использовали, одновременно дополнив ее испытанием черты минерала в пламени паяльной трубки.

В эндогенных условиях литосферы минералы Fe^{2+} (кислородные соединения) промышленных месторождений не образуют; исключение составляют крупные залежи сидерита среди кварцитов и кристаллических известняков. Но в присутствии пока неизвестных соединений серы Fe^{2+} дает многомиллионнотонные залежи сернистых соединений, часто в сопровождении сульфидов Cu , Ni , Ag , Au и платиноидов. Кроме того, в этих залежах почти всегда находятся в том или ином количестве сульфиды всех халькофильных элементов.

В первом приближении можно выделить следующие группы месторождений:

- 1) контактово-метасоматические, формирующиеся большей частью на контакте карбонатных пород и гранитоидов; примером могут служить Турьинские медные рудники на Урале, разработка которых ведется более 200 лет;

2) серноколчеданные залежи, представляющие собой линзообразные, сильно метаморфизованные, будинированные тела, залегающие среди вулканогенно-осадочных пород; в качестве примера можно отметить месторождения Тагило-Магнитогорского прогиба (восточный склон Урала), где на протяжении почти 1000 км находятся уникальные по размерам и составу залежи руды; в этих рудах найдено более сотни всевозможных минералов, содержащих все халькофильные элементы;

3) месторождения сульфидных руд, залегающих среди основных интрузивных пород преимущественно среди норитов; примеры таких месторождений — Содбери (Канада) и Талнах (Норильск); рудные минералы в них: пирротин, пентландит, талнахит, халькопирит, джерфишерит, магнетит, пирит, сфалерит, сперилит, бреггит и др.;

4) месторождения среди осадочных пород, залегающие на платформах, в основном вкрапленность в песчаниках (медистые песчаники). Огромное количество таких залежей известно в пермских отложениях Предуралья, но эти месторождения мелкие и практического значения пока не имеют. Крупные рудные залежи данного типа разрабатываются в Карагандинской области — Джекказганское месторождение; главные рудные минералы в песчаниках: халькопирит, борнит, тетраэдрит, пирит, халькозин, ковеллин, медь, малахит.

Далее приводятся дополнительные сведения о наиболее важных минералах.

Дисульфиды железа: пирит и марказит — две полиморфные модификации с идеальной формулой FeS_2 . В структуре той и другой имеется двухвалентный анион в виде спаренных атомов серы $[\text{S}_2]^{2-}$. Структура пирита — типа NaCl , но место Na занимают атомы железа, а место Cl — спаренные атомы серы. Кристаллы пирита находятся в друзовых пустотах и в виде порфиробластов в различных породах. Часто они выглядят однородными, но А. Ф. Бушмакин, изучая порфиробласты этого минерала из глинисто-кварцевых сланцев, путем травления HNO_3 выявил в них реликты структуры горной породы, в которой образовались индивиды пирита.

По внешнему виду пирит сходен с халькопиритом, пирротин и грейгитом. Отличия: у пирита твердость 6—6,5, у перечисленных минералов она около 4; кроме того, пирротин и грейгит сильно магнитны, а пирит магнитен только после прокаливания (остаток от пирита — оксиды железа); в закрытой трубке пирит дает возгон серы, которая в горячем состоянии (жидкая сера) имеет красновато-бурый цвет, а в холодном — желтый.

Пирит (пир — огонь, искрит при ударе) трудно отличить от марказита. С полной уверенностью первичный пирит определяется формой кристаллов, но марказит переходит в пирит с образованием псевдоморфоз пирита по марказиту; в этом случае

простыми методами можно только приблизительно оценить, какая часть марказита замещена пиритом. Обычно это делается посредством растворения минерала в азотной кислоте: крупные зерна пирита в HNO_3 почти не разлагаются, а марказит в этих же условиях «вскипает».

Марказит (от араб. — камень-огниво; *лучистый колчедан*) обладает структурой, в которой атомы железа образуют объемно-центрированную ромбическую решетку; пары атомов серы располагаются таким образом, что каждый атом железа окружен шестью атомами серы по октаэдру. Иначе говоря, все пространство кристалла заполнено несколько искаженными «серо-железными» октаэдрами.

Химическая прочность этого минерала значительно уступает прочности пирита, он легче окисляется «на воздухе», в коллекциях марказит, окисляясь, растрескивается, рассыпается, образуя «песок», при этом покрывается гидросульфатами железа и выделяет серную кислоту, которая разрушает подставки и коробочки.

В черной черте пирита и марказита можно определить железо и серу.

В сульфидных месторождениях марказит часто замещает пирротин. В осадочных породах чаще встречается марказит, чем пирит. Дисульфиды железа наблюдаются также в виде скрытокристаллических образований, которые получили название *мельниковит-пирит* или *мельниковит-марказит*. Их можно отличить между собой по рентгенограммам, они сходны с такими же по виду черными землистыми образованиями, но обладающими сильными магнитными свойствами: с грейгитом, смайтитом или гидротроилитом.

Мельниковиты встречаются в колчеданных месторождениях и среди осадочных горных пород.

Пирротин (магнитный колчедан). Структура его представляет собой плотнейшую гексагональную упаковку атомов S, в которой октаэдрические пустоты заняты атомами Fe. Идеальная формула FeS , но так как некоторые позиции атомы Fe пропускают, формула пирротина изображается как Fe_{1-x} , где x изменяется от 0 до 0,2. Пирротин — характерный пример твердого раствора вычитания. Такие химические изменения в составе минерала приводят к искажениям решетки и как следствие этого — к понижению ее симметрии: возникают полиморфные модификации ромбической и даже моноклинной сингонии. Внешняя форма огранения кристаллов пирротина всегда соответствует гексагональной сингонии; большей частью его кристаллы имеют таблитчатый облик. Минерал магнитен в различной степени.

Серовато-черная черта разлагается в HCl с выделением H_2S ; из раствора выпадает синий осадок, если ввести на «кончике ножа» порошок «красной кровяной соли» — железосинеродис-

того калия (реакция на Fe^{2+}). От смайтита и грейгита отличается по рентгенограммам.

Встречается пирротин довольно часто в контактово-метасоматических месторождениях сульфидов и железных руд вместе с магнетитом, значительно реже в серно-колчеданных залежах. Очень характерен его парагенезис с пентландитом и халькопиритом в основных породах — базальтах, диабазах, габбро. Пирротин из основных пород часто содержит повышенное количество меди, никеля и кобальта. Есть указание, что в Содбери (Канада) огромные количества пирротина добывают главным образом ради меди, никеля и платины, получают высококачественные концентраты железа, а сера используется для получения серной кислоты.

Халькопирит (греч. халькос — медь; *медный колчедан* CuFeS_2) — важнейшая руда на медь; содержание каждого из трех компонентов почти равное ($\text{Cu} — 34,56\%$; $\text{Fe} — 30,52\%$; $\text{S} — 34,92\%$). Структура координационная, представляет собой плотнейшую упаковку атомов S, в которой половина тетраэдрических пустот по оси L_4 попеременно занята атомами Fe и Cu; таким образом, в халькопирите две ячейки кубической сингонии поставлены друг на друга, и сингония минерала понизилась до тетрагональной. Кристаллы встречаются редко, обладают «тетраэдрическим» обликом. Обычно находится в виде плотных однородных масс. Черта черная, при растирании зеленеет; растворяется в HNO_3 с выделением H_2S , с избытком аммиака заметно синее.

На цинковой пластинке зерна халькопирита при смачивании HCl приобретают коричневаточерный цвет; в этих условиях окраска пирита не изменяется.

В коре выветривания (в «железной шляпе») халькопирит замещается медной зеленью и синью, лимонитом, купритом, самородной медью, хризоколлой, а в зоне вторичного сульфидного обогащения — халькозином, ковеллином, борнитом.

Месторождения халькопирита весьма разнообразны, это обычный минерал всевозможных эндогенных месторождений.

Борнит (в честь нем. минералога И. Борна; *пестрая медная руда*): Цвет медно-красный или желтовато-бурый, но его можно наблюдать только в свежем изломе, так как в течение нескольких дней минерал покрывается яркой (большой частью синей) побежалостью и становится похожим на ковеллин. Черта черная, легко растворяется в HCl и синее от избытка аммиака.

Химический состав борнита варьирует в широких пределах. Так, содержание меди изменяется от 52 до 65%; связано это с тем, что при высоких температурах возникает твердый раствор с халькопиритом и халькозином, при нормальных температурах происходит распад этого раствора с появлением решетчатой структуры, в которой в основной массе борнита находятся пла-

стинчатые выделения халькопирита, халькозина и нередко ковеллина. Кроме первичных руд в основных породах, этот минерал образуется в зоне вторичного сульфидного обогащения сульфидных медных месторождений, где в таких случаях содержание меди повышается до 10—20 %. Вторичный борнит, как правило, формируется за счет халькопирита, но затем замещается халькозином и ковеллином.

Борнит — обычный минерал в медистых песчаниках. Каждая находка этого минерала подлежит тщательному исследованию, она может привести к открытию промышленных месторождений меди.

Блеклые руды — в настоящее время этим термином называют сложные по составу сернистые соединения Cu, Fe, Zn, Hg, As, Bi, Sb и других элементов — ряд тетраэдрита (по форме кристаллов) — теннантита (в честь англ. химика С. Теннанта). При тщательных анализах в минералах этой группы открываются почти все халькофильные элементы, включая Ag и Au. Простым методом относительно легко можно определить принадлежность сульфида к блеклой руде, труднее отличить теннантит от тетраэдрита. «Чистые» разности теннантита — без примеси Sb — обладают вишнево-красной чертой, небольшая примесь Sb вызывает черную окраску черты, которая при растирании не изменяет своего цвета. Черта тетраэдрита при растирании принимает коричневую окраску вследствие образования оксисульфосоли сурьмы. Черта обоих минералов при растирании с HNO_3 частично разлагается и раствор от избытка аммиака синееет (реакция на Cu). П. п. тр. черта этих минералов окисляется, при этом выделяется SO_2 и наблюдается белый «дымок» оксидов As и Sb.

Блеклые руды — характерные минералы в сульфидных месторождениях, особенно в кварцевых жилах; их присутствие — главный признак повышенного содержания золота в золоторудных месторождениях. По данным Б. В. Чеснокова, об этом же свидетельствует увеличение количества мышьяка в блеклой руде.

Теннантиты встречаются в минеральных трещинах в колчеданных рудах на уральских месторождениях. В коре выветривания блеклые руды быстро изменяются, превращаясь в карбонаты и оксиды.

Арсенопирит (мышьяковый колчедан) — по структуре сходен с марказитом. Внешняя форма соответствует ромбической сингонии, рентгенометрически определяют моноклинную и даже триклинную сингонии. В открытой трубке дает возгон белого цвета (As_2O_3), остаток чернеет; в закрытой трубке возгон сначала имеет красный цвет (As_nS_n), а затем — серо-белый цвет с металлическим блеском — мышьяковое зеркало (кристаллический мышьяк), а далее образует налет черного цвета — аморфный мышьяк.

Черная черта арсенопирита при растирании с HNO_3 и NH_4MoO_4 приобретает зеленовато-желтый цвет (реакция на AsO_4^{3-}).

Арсенопирит встречается почти во всех месторождениях сульфидных руд, кварцевых жилах золото-арсенопиритовой формации и в жилах совместно с рудами тяжелых металлов — Mo, W, Sn, Bi. При окислении образует различные арсенаты Fe; среди них самый характерный — скородит $\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — наблюдается в виде налетов светло-зеленого, красноватого или бурого цвета, особенно хорошо заметных на белом кварце.

Кобальтин (кобальтовый блеск) — структура типа пирита — атомы S и As образуют комплексный анион $[\text{As—S}]^{2-}$. По ограничению кобальтин не отличается от индивидов пирита, но структура его имеет моноклинную или ромбическую симметрию. Цвет белый (при определении цвета следует обратить внимание на красноватый оттенок); при повышенном содержании Ni цвет стально-серый с фиолетовым оттенком; разности минерала, богатые железом, имеют цвет серовато-черный. Растворяется при кипячении в HNO_3 , выделяя S и As_2O_3 — раствор розового цвета; в закрытой трубке не дает возгонов. Черта при тщательном растирании с KHSO_4 и прибавлении роданистого аммония приобретает синюю окраску, вследствие образования $(\text{NH}_4)_2[\text{Co} \times (\text{CNS})_4]$.

При окислении образуется эритрин $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (кобальтовые цветы) розового или малинового цвета.

Встречается в виде вкрапленности в ультраосновных породах, в контактово-метасоматических и жильных месторождениях в сопровождении никелина, арсенопирита, сфалерита и других сульфидов.

Антимонит (сурьмяный блеск) — призматические кристаллы с продольной штриховкой и совершенной спайностью по одному направлению. Слагают параллельно-шестоватые, радиально-лучистые и игольчатые агрегаты; реже встречаются тонкокристаллические агрегаты, подобные свинчаку. Легкоплавкость легко позволяет определить минерал; при окислении в пламени спиртовки выделяется «белый дым» — Sb_2O_3 . По физическим свойствам совершенно сходен с висмутином, кроме плотности антимонит — $4,5 \text{ г/см}^3$, висмутин — $6,5 \text{ г/см}^3$). Капля КОН на антимоните образует оранжевое пятно. Черта черная, п. п. тр. испаряется; при растирании приобретает коричневый цвет вследствие формирования окисульфосоли сурьмы; иногда на образцах видны налеты красного цвета (кермесит $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$).

Висмутин (висмутовый блеск) — относительно редкий минерал. Встречается в месторождениях, связанных с породами гранитного состава: в кварц-касситеритовых жилах совместно с вольфрамитом, молибденитом, бериллом, топазом и слюдами, а также в сульфидных месторождениях вместе с галенитом, сфалеритом, никелином и др.

Черная черта в окислительном пламени улетучивается, наблюдается тонкая пленка Bi_2O_3 белого цвета. При растирании черты с HCl и KI образуется бурая смесь, которая при добавлении воды белеет вследствие образования хлороксида висмута. Самая характерная реакция на Bi — нагревание смеси минерала с KI , в результате чего появляется красный налет BiI_3 (на гипсовой пластинке).

Тетрадимит (по форме кристаллов) очень сходен по внешнему виду с молибденитом и графитом, но и здесь есть существенное различие — разное значение коэффициента отражения, и опытный минералог это увидит; если внимательно присмотреться, можно заметить более сильный металлический блеск тетрадимита ($R = 48\%$), менее яркий и различающийся по интенсивности в зависимости от направления отраженного света блеск у молибденита ($R = 15$ и 36%) и у крупных пластинок графита на плоскостях спайности ($R = 24\%$). Простейшие испытания этих минералов обнаруживают их полное и глубокое различие.

Листочки тетрадимита легко плавятся в пламени спиртовки; в открытой трубке возникает белый налет; в HNO_3 растворяется с выделением серы; на угле дает налет белого цвета TeO_2 и оранжево-желтого Bi_2O_3 . При всех этих показателях нужно иметь в виду, что в этой группе есть еще несколько минералов, обладающих почти такими же свойствами, и различить их простыми методами невозможно.

Встречается тетрадимит в золотоносных кварцевых жилах — это очень характерный спутник золота; находится вместе с гесситом, алтаитом, пиритом, галенитом и другими сульфидами.

Молибденит — минерал свинцово-серого цвета, черта белая блестящая, при растирании зеленеет; на бумаге черта голубовато-серая. В открытой трубке после продолжительного нагревания образуется белый остаток MoO_2 . Надежный признак отличия от графита — высокая плотность: в бромформе молибденит тонет, а графит плавает (но не надо забывать — тетрадимит тоже тонет). Молибденит почти не изменяется п. п. тр., в отличие от легкоплавкого тетрадимита.

Встречается молибденит в связи с породами гранитного состава, особенно часто находят его вкрапленность в пегматитах и аплитах, в кварц-касситеритовых жилах и контактово-метасоматических месторождениях. В зоне окисления в щелочной среде (в присутствии карбонатов) он превращается в повеллит, а в кислой среде (при избытке пирита) — в ферримолибдит.

Графит. Существенно различаются две его разновидности: тонкокристаллический (тонкочешуйчатый) графит (находится в осадочных сильно метаморфизованных породах, нередко совместно с антрацитом) и в виде пластинчатых кристаллов (крупночешуйчатый — в гнейсах, мраморах, кварцитах, пегматитах). Свойства этих разновидностей несколько различны:

мелкочешуйчатый графит сходен с ископаемыми углями, а пластинчатый — с молибденитом; простейший прием отличия от молибденита — растирание черты: у графита она серо-черная, при растирании не меняет цвет; опытный минералог заметит и более слабый металлический блеск графита, а также медленное горение его в п. п. тр.

Промышленное значение имеют месторождения крупночешуйчатого графита в метаморфических породах (гнейсах), содержащих $> 3\%$ графита. Важным параметром качества сырья является содержание примесей в графитовом концентрате: графит должен быть «стерильным» от примесей.

Айкинит (в честь геолога А. Айкина; *патринит* или *игольчатая руда*) впервые найден и описан на Березовском месторождении. Характерная особенность — игольчатые или «волосистые» кристаллы. Встречается по всему Березовскому рудному полю — «указатель» на повышенное содержание золота. Характерный цвет — «черновато-свинцово-серый с медно-красной побелалостью»; черта серовато-черная, блестящая; растворяется в HNO_3 , выделяя PbSO_4 и S. П. п. тр. дает реакции на Cu, Pb и Bi; нередко содержит Au («проволочное золото»).

Смайтит (в честь Ч. Смайта) и *грейгит* (в честь Д. Грейга) — отличаются по морфологии кристаллов, но они встречаются крайне редко; физические и химические свойства одинаковые. Грейгит чаще находится в виде землистых агрегатов черного цвета. Редкие кристаллы в форме куба из бивня и коренных зубов мамонта внешне не отличаются от пирита, но обладают сильными магнитными свойствами. Еще больше сходство этих минералов с пирротином, от которого они отличаются по дебаеграмме. Сильно магнитные сульфиды железа из осадочных горных пород обязательно нужно исследовать рентгенометрически; это могут быть пирротин, грейгит, смайтит.

Пентландит (в честь естествоиспытателя, нашедшего минерал, — Дж. Б. Петланда; железоникелевый колчедан) — химический состав непостоянен. Это высококачественная руда на Ni и Co. Весьма сходен с пирротином: цвет — бронзово-желтый; черта черная; розовеет при растирании с NH_4NO_3 и диметилглиоксимом, при добавлении аммиака окраска усиливается и переходит в малиновую. На крупных выделениях пентландита видны плоскости спайности по октаэдру. От пирротина отличается спайностью, отсутствием магнитных свойств и реакциями на черте. Тонкую вкрапленность пентландита в пирротине можно выявить только под микроскопом. Рекомендуется каждую находку пирротина в основных породах испытывать на содержание Ni и Co. В условиях умеренного и влажного климата пентландит и ценнейшие минералы — его спутники (халькопирит, сперрит, куперит и др.) будут окислены и выщелочены. Поэтому необходимо разбивать крупные куски горной породы и рассматривать «свежий» излом.

Халькозин (медный блеск) занимает третье место по содержанию меди — 79,86 % (первое — медь самородная, второе — куприт — 88,82 %), но по распространенности и экономическому значению несколько уступает только халькопириту и борниту.

Халькозин не имеет «ярких» черт внешнего облика, особенно если минерал несколько окислен — в этом случае его легко принять за блеклую руду, но в отличие от хрупких блеклых руд халькозин минерал ковкий. В свежем изломе он свинцово-серого цвета, обладает серой чертой, которая разлагается в концентрированной HNO_3 с выделением S; раствор зеленоватого цвета, от избытка аммиака приобретает синеватый цвет.

Когда имеется зерно халькозина «в руках», его относительно легко определить, но очень трудно найти этот минерал в полевых условиях, особенно в естественных обнажениях — на дневной поверхности. Халькозин легко выветривается, продукты выветривания — карбонаты или оксиды меди — легко растворяются, не оставляя хорошо приметных следов.

Ковеллин (в честь итал. минералога Н. Ковелли; *медное индиго*). Плотные однородные выделения имеют индигово-синий цвет и слабый смоляной блеск. Слагает агрегаты землистого строения (сажистые руды). Обладает матовым блеском и почти черным цветом (черно-синий); черта черная, растворяется в царской водке, раствор от избытка NH_4OH синеет. В закрытой трубке дает возгон серы. П. п. тр. легко плавится, горит голубым пламенем, выделяя SO_2 .

Типичный вторичный минерал зоны цементации, замещает преимущественно сульфиды меди, сфалерит, галенит и др. За счет ковеллина нередко образуется халькозин.

Галенит (галена — свинцовая руда; *свинцовый блеск*) — очень редко встречается в форме кристаллов — октаэдра либо куба, но всегда наблюдаются спайные выколки в форме куба или прямоугольных параллелепипедов. Тонкозернистый агрегат называется свинчак, как правило отличается повышенным содержанием Ag. На спайных плоскостях часто заметна косая прямолинейная штриховка — полисинтетические двойники сдвига; характерно также разделение кристалла на микроблоки — пластическая деформация индивида — блокирование, которое в конечном счете заканчивается грануляцией — образованием зернистого агрегата из монокристалла.

При царапании ножом на плоскостях спайности обнаруживается «слабая» ковкость (царапина блестящая). Черта — серовато-черная, разлагается в HCl с выделением H_2S и белого осадка PbCl_2 , при добавлении к нему KI и растирании вторым бисквитом приобретает слабый желтый цвет, при добавлении воды осадок становится ярким золотисто-желтым (PbI_2). В пламени спиртовки, а еще лучше — паяльной трубки легко плавится, выделяя SO_2 (белый «дым»), на пинцете остается налет оксидов Pb и выплавляется королек свинца. Сходные ми-

нералы: алтаит $PbTe_2$ — очень редкий минерал, твердость 3 (выше, чем у галенита), оловянно-белый цвет с желтым оттенком и часто бронзовая побежалость; клаусталит $PbSe$ — изоморфен с галенитом, редкий минерал, отличается от галенита тем, что п. п. тр. полностью улетучивается, издавая сильный запах гнилой редьки. Растворим в HNO_3 и H_2SO_4 . При добавлении воды к сернокислому раствору выпадает красный осадок Se.

Галенит при окислении превращается в церуссит, англезит, пироморфит, плюмбоярозит, фосгенит, вульфенит и др.

Широко распространенный минерал в эндогенных месторождениях, почти всегда встречается со сфалеритом и другими сульфидами (халькопирит, пирит, блеклые руды); нерудные минералы: кварц, барит, флюорит, кальцит, доломит, сидерит.

Наиболее продуктивные промышленные месторождения: контактово-метасоматические, жильные свинцово-цинковые. В небольших количествах находится в медистых песчаниках и серноколчеданных рудах и почти повсеместно в золото-кварцевых месторождениях. Характерны единичные находки в осадочных породах — известняках, песчаниках, конкрециях фосфорита.

Сфалерит (сфалерос — обманчивый; *цинковая обманка*) — обладает крайне изменчивым внешним видом. Относительно чистый по составу сфалерит желтоватого цвета — клейофан — имеет характерный алмазный блеск. Сфалерит с повышенной примесью железа — марматит — черного цвета, обладает слабым металлическим или полуметаллическим блеском. Благодаря совершенной спайности по ромбододекаэдру поверхность излома агрегата при вращении дает яркие блестки. Черта светлой окраски, при нагревании п. п. тр. белеет (ZnO), а после смачивания $Co(NO_3)_2$ и прокаливания — зеленеет. Черта легко растворяется в HCl с выделением H_2S . Особенно характерно растворение порошка сфалерита в HNO_3 : обильное выделение H_2S , затем образование элементной серы (коллоид) и выделение оксидов азота.

В эндогенных условиях Pb и Zn встречаются совместно, но в коре выветривания эти два элемента разделяются. Сульфат свинца довольно трудно растворяется, и Pb остается в зоне окисления сульфидных руд. Сульфат цинка легко растворяется в воде и либо мигрирует в глубь рудного тела, где выделяется в виде «вторичного» сфалерита, либо рассеивается вблизи поверхности земли, образуя «геохимическую» аномалию, отравляя окружающую среду (цинк и обычно находящийся вместе с ним кадмий — очень токсичные элементы). При горизонтальной миграции цинк, встречая карбонатные породы, формирует месторождения смитсонита. Первичные месторождения сфалерита те же, что и галенита.

МАРГАНЕЦСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Из многочисленных оксидов марганца, получаемых в лабораторных условиях, в земной коре практически встречаются соединения двухвалентного (MnO) и четырехвалентного (MnO_2) марганца; иные оксиды пока неизвестны или плохо изучены. Важнейшее соединение Mn^{2+} — родонит $Mn_3[Si_3O_9]$, но большая часть оксида $Mn(II)$ рассеяна в минералах двухвалентного железа и магния: изоморфизм в восстановительной среде Fe^{2+} , Mn^{2+} и Mg^{2+} неограниченный. Поэтому эндогенных месторождений минералов марганца нет. В окислительной среде атомы марганца находятся в виде оксида MnO_2 , который обладает амфотерными свойствами; Mn^{4+} решительно отличен от Mg^{2+} и существенно — от Fe^{3+} , поэтому марганец в экзогенных условиях образует много «самостоятельных» минералов. Все эти тонкокристаллические минералы обладают черным цветом, имеют сложный состав и образуют более или менее однородные смеси. Их выделения — землистые агрегаты, натёки, корки, часто дендриты, оолиты. В химическом отношении это оксиды и гидроксиды или соли марганцевых кислот — марганцеватистой $H_2MnO_3 \cdot nH_2O$ и более сложных. Для минералов марганца в коре выветривания характерно отделение от SiO_2 , но миграционные способности Mn^{4+} и Si^{4+} почти одинаковые, поэтому минералы этих элементов образуют механические смеси, которые часто принимаются за самостоятельные минералы (пенвитит — $MnSiO_3 \cdot nH_2O$ или неотокит — водный силикат Mn и Fe).

Оксиды и гидроксиды Mn растворяются в HCl с выделением Cl_2 (газ зеленоватого цвета, очень резкого запаха); реакция идет тем активнее, чем выше дисперсность минерала. Они также являются катализаторами при разложении H_2O_2 : капля гидроксида водорода на черте или порошке этих минералов «вскипает». Для некоторых минералов — браунита, гаусманита, псиломелана — рекомендуется реакция путем кипячения порошка минерала в 50 %-ном растворе H_2SO_4 , при этом раствор приобретает розовый или розово-фиолетовый цвет (реакция Фаддеева).

Далее охарактеризуем наиболее распространенные «черные марганцовые» минералы.

Пиролоюзит (пир — огонь; лойсс — мытье — уничтожение окраски стекла при его производстве) — большей частью находится в виде землистых («мягких») агрегатов, но иногда встречается в виде призматических кристаллов, слагающих мелкие друзы и щетки; твердость таких кристаллов 6, ранее их называли полионит. Пиролоюзит — всегда «вторичный» минерал, часто образует дендриты, которые «внедряются» в минералы, содержащие кремний, в том числе и кварц; иначе говоря, при отложении пиролоюзита происходит замещение минерала, который служит подложкой.

Манганит — часто наблюдается в виде призматических кристаллов, обладающих совершенной спайностью по призме {110}; в тонких зернах в иммерсии имеет красно-коричневый цвет и слабый плеохроизм. Не дает реакции Фаддеева. Широко распространен в месторождениях марганца осадочного происхождения.

Браунит (в честь нем. ученого К. Брауна) — часто образует кристаллы (псевдооктаэдрические), зернистые и плотные агрегаты; разлагается в HCl с выделением Cl и студенистого SiO₂; слабо магнитен; непрозрачен. Встречается в метаморфизованных осадочных и в контактовых месторождениях, в жилах с карбонатами, баритом, гематитом, манганитом. В зоне выветривания переходит в гидроксиды марганца.

Многочисленная группа *тонкодисперсных гидроксидов марганца* в прежние годы описывалась под названием псиломелан (псинос — гладкий, меланос — черный — «черная стеклянная голова»); по примеси характерных элементов выделялось огромное количество разновидностей, например, *асболан* — с примесью Со и др. Второй тип минералов также неопределенного состава описывали под названием вад (мягкий порошок) — пористой структуры, легче воды. В последние годы специальными методами среди псиломеланов открыты определенные соединения Mn, которые получили названия криптомелан, голландит, редлежит; название псиломелан присвоено минералу, состав которого $VaMn^{2+}Mn^{4+}O_{10} \cdot 3H_2O$. Простейшими методами определить их невозможно, но отличить плотные полиминеральные смеси от мягких порошков очень легко и в первом приближении разделить их полезно.

Вад и псиломелан по свойствам сходны. Это обычные минералы марганца в коре выветривания, часто между порошковатым пиролюзитом и вадом или псиломеланом нет четкого различия.

МИНЕРАЛЫ С ПОЛУМЕТАЛЛИЧЕСКИМ БЛЕСКОМ

Колумбит. В начале XIX в. из США был получен минерал, в котором открыли новый элемент; его назвали колумбий. Позднее в Европе колумбий стали называть ниобием, а за минералом осталось название колумбит. В колумбите в середине XIX в. открыли еще один элемент, химически весьма сходный с ниобием, который назвали тантал. Ниобий и тантал имеют резко различные атомные массы (Nb — 92,9; Ta — 180,9); несмотря на это в химическом отношении они идентичны; их ионные радиусы в пятивалентном состоянии равны 0,066 нм, поэтому данные элементы обладают «совершенным» изоморфизмом. Формула минерала (Fe, Mn)(Nb, Ta)₂O₆; если преобладает ниобий, его называют колумбит, а если тантал — танталит. При тщательном изучении минералы обнаруживают более

сложный состав, чем это следует из химической формулы. Особо отметим почти постоянную связь Nb и Ta с Ti, которая резко проявляется в щелочных породах Урала. Здесь почти все ильмениты из Вишневых и Ильменских гор содержат Nb, а колумбиты и другие ниобийсодержащие минералы всегда содержат Ti. Обусловлено это тем, что ионный радиус Ti^{4+} и Nb^{5+} равны (типичный пример «диагонального ряда», дающего гетеро-валентный изоморфизм). Это важное обстоятельство нужно иметь в виду при поисках Nb. Химический анализ пробы обязательно покажет повышенное содержание Nb, если в пробе содержится ильменит; пренебрежение этим правилом может дорого обойтись для «поисковика».

Колумбит и танталит резко различаются по плотности: у колумбита — $5,4 \text{ г/см}^3$, а у танталита — $8,2 \text{ г/см}^3$; средние члены этого ряда строго подчиняются правилу аддитивности, что позволяет определить соотношение между Nb и Ta с точностью до 5—7 %.

Самарскит — типичный уральский минерал. П. Евреинов в 30-х годах XIX в. передал минерал из Ильменских гор Густаву Розе, который в 1840 г. дал ему название уранотантал, а через 7 лет, после тщательных исследований, Генрих Розе описал его под названием самарскит (в честь горного инженера В. Е. Самарского-Быховца). Исследование этого минерала сыграло большую роль в изучении лантаноидов; три из них — самарий, гадолиний и европий — открыты в уральском самарските.

Вследствие высокого содержания урана и тория самарскит сильно радиоактивен и находится всегда в метамиктном состоянии. Встречается в гранитных пегматитах совместно с колумбитом, монацитом, топазом, бериллом, фенакитом, спессартином.

Эвксенит (эвксенос — гостеприимный; содержит многие TR) — самый распространенный после колумбита и танталита ниобий-танталовый минерал в гранитных пегматитах. По форме сходен с самарскитом. Всегда находится в метамиктном состоянии, при нагревании растрескивается и светится; п. п. тр. не плавится, в закрытой трубке — возгон воды. В проходящем свете изотропен, буроватого цвета. Сильно радиоактивен.

Ферсмит (в честь А. Е. Ферсмана) — метамиктный минерал, близкий по составу к пирохлору, но ромбической сингонии. Встречается в щелочных пегматитах и карбонатитах совместно с пирохлором, колумбитом, флюоритом.

Точное определение минералов — сложных оксидов Nb и Ta — крайне трудная задача, но очень важно в первую очередь определить в минералах присутствие этих элементов. М. В. Соболева и И. А. Пудовкина рекомендуют следующую реакцию. Проба тонкорастертого минерала сплавляется с пиросульфатом калия ($K_2S_2O_7$) или с гидроксидом калия (KOH); сплавление производят в фарфоровом тигле. Сплав охлаждают и растворяют в 1 мл горячей 5 %-ной H_2SO_4 , содержащей 1 % таннина;

раствор нагревают до кипения. Оксиды «земельных кислот» — преимущественно Nb, Ta и в том числе V — образуют хлопьевидный окрашенный осадок: в случае присутствия Nb — киноварно-красный, а при наличии Ta — серно-желтый. При охлаждении и продолжительном стоянии появляется муть или выпадает грязно-бурый осадок. Проведению реакции мешают вольфрам и кремнезем.

Наиболее достоверные результаты дает спектральный анализ.

Уранинит — оксид урана; его модельная формула UO_2 , но в природе подобного соединения нет. Уранинит в естественных условиях окисляется до UO_3 и его состав правильнее изображать как UO_x , где x — атомное отношение O к U, называемое кислородным коэффициентом. Значение x колеблется в довольно широких пределах, даже в одном зерне разные участки имеют неравные значения, преимущественно в пределах 2,16—2,95. При образовании уранинита U^{4+} изоморфно замещают Th и TR, а в результате радиоактивного распада возникают конечные устойчивые атомы Pb и He. При окислении уранинита идет процесс разрушения его структуры и поглощения H_2O , при этом минерал тускнеет, из черного становится серым, блеск — матовым и в конечном счете кристаллический минерал превращается в сажистую массу — «урановая чернь», которая носит название «остаточной».

При относительно низких температурах образуются не содержащие Th разновидности уранинита скрытокристаллического строения со значительным содержанием H_2O и высоким содержанием UO_3 ; форма выделения — натечная; отсюда — названия этих разновидностей: настуран (настос — плотный), урановая смоляная руда, урановая смолка или просто смолка. Состав минералов переменный и схематически изображается в таком виде: $kUO_2 \cdot lUO_3 \cdot qPbO$, однако истинный состав значительно сложнее. По сравнению с уранинитом урановая смолка обладает меньшей прочностью, меньшей плотностью, при нагревании растворяется в HCl.

Диоксид урана UO_2 черного цвета имеет основной характер, возникает при недостатке кислорода. Триоксид урана UO_3 — оранжевый порошок, формируется при избытке кислорода, характеризуется амфотерными свойствами: в кислотной среде образует соли типа $(UO_2)[SO_4]$. Комплексный катион $(UO_2)^{2+}$, достаточно устойчивый в водных растворах, называется уранил; с анионами он образует *соли уранила*, почти всегда с кристаллизационной водой, обладающие яркой окраской — оранжевой, зеленой, бурой. В щелочной среде кристаллизуются *соли урановой кислоты* H_2UO_4 (например, уранат кальция — $CaUO_4$), также имеющие яркую окраску. Таким образом, в зоне выветривания находятся легко растворимые соли уранила или реже соли урановой кислоты, а в восстановительной — диоксид урана (урани-

нит, урановая смолка или урановые черни). Восстановителями могут быть органические остатки животного или растительного происхождения.

С анионом $[\text{PO}_4]^{3-}$ уранил создает наиболее прочные соединения, обладающие листовой структурой (урановые слюдки); фосфаты кальция (фосфориты, ископаемые кости животных) являются осадителями урана («урановые ловушки»).

При поисках урановых минералов в первую очередь необходимо обращать внимание на черные сажистые примазки и ярко-окрашенные налеты. Кроме того под влиянием α -излучения урана бесцветные минералы приобретают окраску: кварц — дымчато-черную; полевые шпаты и кальцит — красно- или темно-бурую, а флюорит — черно-фиолетовую.

Минералы — соли уранила и урановые черни — неустойчивые, растворяются в кислых и щелочных водных растворах, что ведет к рассеиванию урана, созданию урановых аномалий.

Промышленные месторождения урана почти всегда представлены урановой смолкой (настураном, реже урановыми слюдками. Вертикальный разрез уранового месторождения следующий: зона выщелачивания урана (иногда полного; только по аномальному содержанию ^{207}Pb и ^{208}Pb — конечных продуктов распада ^{235}U и ^{238}U — можно определить пребывание здесь урана), зона урановых слюдок, которую сменяют урановые черни — остаточные или регенерированные; последние образуются в конечном счете за счет восстановления уранила $(\text{UO}_2)^{2+}$.

МИНЕРАЛЫ ИЗОТРОПНЫЕ БЕЗ МЕТАЛЛИЧЕСКОГО БЛЕСКА

Сначала рассмотрим главнейшие галогениды (флюорит, галит, сильвин и карналлит), затем кислородные соединения (силикаты и оксиды) и алмаз.

Флюорит (флюэре — течь, легкоплавкий; *плавиковый шпат*). Совершенная спайность по октаэдру, низкая твердость, легкоплавкость и оптическая изотропность — надежные признаки для определения этого минерала. Контрольным испытанием может служить реакция на фтор. Суть ее сводится к тому, что минерал растворяют в H_2SO_4 , в результате образуется плавиковая кислота, которая разлагает силикаты с выделением летучего соединения SiF_4 . Реакцию следует проводить в тигле или чашечке из фторопласта: порошок флюорита заливают концентрированной H_2SO_4 , прикрывают стеклом, предварительно покрыв его поверхность парафином, на котором сделаны царапины. Через 1—2 ч стекло на месте царапин становится матовым — травится плавиковой кислотой.

Это испытание можно упростить: на часовое или предметное стекло поместить порошок минерала «на кончике ножа» (малая проба) и залить несколькими каплями концентрированной

H_2SO_4 ; через 30—50 мин пробу смыть, а стекло осторожно высушить, при наличии флюорита стекло будет под пробой матовым.

Рекомендуется провести тщательные испытания флюорита с целью приобретения опыта лабораторных исследований минералов; можно, например, получить щелочную реакцию, проследить явление свечения при нагревании, выколоть по спайности октаэдр, изучить плоскости спайности и по ним определить дефекты структуры кристалла, в частности, заметить (по волнистости поверхности спайной плоскости) «свилеватое» строение индивидов, наличие двойников и т. д.

Особая разновидность флюорита — ратовкит (руч. Ратовка около г. Вереи) имеет землистое строение, залегает в карбонатных и глинистых породах, обладает черно-фиолетовым цветом.

Встречается флюорит в отдельных залежах (жилы, звезда) как жильный минерал или образует вкрапленность в самых различных горных породах, преимущественно в лейкократовых (граниты, сиениты, щелочные породы), слагает цемент в осадочных горных породах, иногда служит «окаменяющим» веществом органогенных остатков или выполняет известковые раковины.

Главнейшие ископаемые хлориды: *галит* (галос — соленый), *сильвин* (в честь голландского ученого Сильвиуса), *карналлит* (в честь горного инженера Р. Карналла) — представляют собой важнейшее минеральное сырье, определяющее жизнь на нашей планете: галит — животных (Na), сильвин и карналлит — растений (K). Последние два минерала встречаются совместно, и тогда их сопровождает галит; его же индивидуальные залежи очень часто представлены огромными минеральными телами без признаков калийных солей. По внешним свойствам минералы несколько сходны — особенно галит и сильвин, но вкус — галита соленый, сильвина — горько-соленый, а карналлит — жгучий горько-соленый.

В месторождениях калийных солей галит обладает синей окраской; водный раствор галита на стеклянной палочке окрашивает пламя в желтый цвет (пламя Na), а сильвина — в фиолетовый (пламя K). Черта этих минералов белая, растворяется в воде и с $AgNO_3$ дает белый осадок ($AgCl$), который постепенно чернеет. Сильвин и галит довольно пластичны — слабо режутся ножом (твердость 2).

Вследствие совершенной спайности по кубу даже самые мелкие зерна сильвина и галита (в иммерсионных препаратах) имеют форму куба или прямоугольной призмы.

Карналлит очень гигроскопичен, поэтому на воздухе «сыреет» и в течение нескольких суток растворяется (хранить в закрытых сосудах). При нагревании на часовом стекле он растворяется в своей кристаллизационной воде, после испарения воды образуются кристаллики KCl в форме куба; при резании и сверлении ножом — скрипит; излом раковистый. В иммерси-

онных препаратах обломки минерала остроугольные, часто красноватые от тончайших чешуек гематита.

Крупнейшее Верхнекамское месторождение калийных солей находится в г. Соликамске. Систематическая эксплуатация соляных растворов в этом районе начата Строгановыми в 1558 г., а калийные соли были открыты в 1916 г., промышленное значение калиево-магниевых минералов установлено в 1925 г.

На платформах обычное явление представляют соляные купола галита, площадь выхода которых достигает многих десятков квадратных километров. Это почти вертикальные трубообразные тела, поднимающиеся от нижележащего слоя соли. В Иране в пустынях некоторые купола выходят на дневную поверхность и движутся вдоль склона, как ледник.

Месторождения галита (каменной соли) многочисленны, наиболее известные: Бахмутское, оз. Баскунчак, залежи Иркутского района, Илецкое. Из зарубежных отметим месторождение Величка в Польше, которое разрабатывается с XIII в.; работы ведутся на глубине более 300 м, в выработанных пространствах находятся подземные озера, часовни с фигурами, высеченными из соли.

Галит — постоянная примесь в солончаках, представляющая выцветы солей на поверхности земли в условиях пустынного климата.

Опал (санскрит. упала — драгоценный камень) — плотные разновидности напоминают халцедон; отличия — более низкая твердость и возгон воды в закрытой трубке. Землистые опаловые горные породы (трепел, диатомит, опока) похожи на глины и кальциты землистого строения (мел). Опаловые горные породы царапают стекло при растирании порошка, не имеют глинистого запаха, пачкают пальцы, оставляя на них белый налет, мелкие кусочки их прилипают к языку.

Аллофан (греч. аллофанес — кажущийся другим) — по внешнему виду сходен с плотным трепелом (стекловидным опалом) или землистым каолинитом. Отличается от опала реакцией на Al (после прокаливания, смоченный $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$, приобретает синий цвет), а от каолинита — растворимостью в HCl. Землистые агрегаты аллофана замещают в коре выветривания нефелин в мiasкитах Урала.

Содалит (англ. soda — натрий) — довольно редкий породообразующий минерал щелочных пород (нефелиновые сиениты, трахиты). Легко растворяется в кислотах и дает реакцию на Cl (растворитель — HNO_3). Если растворить порошок минерала в HNO_3 на предметном стекле, а раствор медленно испарить, то на стекле обнаружатся хорошо образованные кристаллики NaCl в форме куба.

Гаюин (в честь франц. минералога Р. Гаюи) — при растворении минерала в HNO_3 — реакция на $(\text{SO}_4)^{2-}$ с BaCl_2 . При таком же испытании, как и содалита, при испарении раствора выпадает

дают кристаллики гипса. Встречается исключительно в эффузивных породах.

Нозеан (в честь нем. минералога К. В. Нозе) — при растворении в HNO_3 — реакция на $(\text{SO}_4)^{2-}$; гипс из раствора выпадает после добавления CaCl_2 . Развита только в щелочных вулканических породах.

Лазурит (за синий цвет) — известен с глубокой древности; применяется как первоклассный поделочный камень. Легко определяется по следующим свойствам: оптически изотропный; низкий показатель преломления (1,5); легко растворяется в кислотах; черта синяя, растворяется в HCl с выделением H_2S (запах); п. п. тр. обесцвечивается и сплавляется в белое стекло. Отдаленно «напоминает» азурит и лазулит, от которых отличается химическими реакциями и твердостью.

Наблюдается среди карбонатных пород, образуется в результате реакций в контактово-метасоматических месторождениях.

Лейцит (за белый цвет) — типичный минерал щелочных эффузивных пород, где находится в виде порфировых выделений одиночных кристаллов в форме тетрагонтриоктаэдра. При $T > 620^\circ\text{C}$ имеет кубическую сингонию, при более низкой температуре — тетрагональную. Низкий показатель преломления (1,51), почти изотропный, полисинтетические двойники — характерные признаки минерала.

Довольно часто встречающиеся псевдоморфозы по лейциту нефелина, альбита, ортоклаза, серицита называются псевдолейцитом.

Шпинели — название группы минералов с общей формулой XY_2O_4 , где X^{2+} — Mg, Fe, Mn, Zn; Y^{3+} — Al, Fe, Cr, V, Ti. Минералы обладают координационной структурой и разнообразным химическим составом, обусловленным совершенным изоморфизмом Mg, Fe, Mn, Cr, Al. Рациональной классификации шпинелей нет.

По морфологическим особенностям различают три их ряда: кубической, тетрагональной и ромбической сингоний. Наиболее разнообразные и распространенные в природе шпинели — кубические.

Начнем с минерала, имя которого носит вся группа.

Шпинель MgAl_2O_4 . Теоретически должна быть бесцветной, но изоморфные примеси Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Co^{2+} или Mn^{2+} обуславливают разнообразную окраску. Она бывает белого, красного, синего, зеленого, коричневого и даже черного цвета. Октаэдрический облик кристаллов, высокая твердость — 8, нерастворимость в кислотах и щелочах, стеклянный блеск, плавкость 7 и характерный парагенезис — однозначно определяют этот минерал.

Шпинель — характерный минерал контактово-метасоматических месторождений на границе карбонатных пород и гранитов,

где встречается совместно с флогопитом, гранатами, пироксенами.

Ганит (в честь швед. химика Й. Г. Гана) — существенных признаков отличия от шпинели нет, необходима реакция на Zn : порошок минерала, смешанный с Na_2CO_3 , на угле п. п. тр. дает налет ZnO — желтый в горячем состоянии, белый — в холодном; смоченный раствором $Co(NO_3)_2$ и прокаленный в окислительном пламени приобретает зеленый цвет. Отмечается в гранитных пегматитах и контактово-метасоматических месторождениях.

Гаусманит (в честь нем. минералога Й. Гаусманна) — кристаллизуется в тетрагональной сингонии, но облик кристаллов почти октаэдрический; похож на магнетит, но черта — каштаново-бурая; просвечивает в иммерсионных препаратах бурым цветом; в HCl растворяется с выделением хлора. Встречается в контактово-метасоматических месторождениях совместно с тефроитом, спессартином, родонитом, бустамитом и вторичными марганцевыми минералами.

Хризоберилл (хризос — золотистый) — кристаллы плоскопризматические ромбической сингонии, но на Изумрудных коях Урала почти всегда находятся таблитчатые индивиды в виде псевдогексагональных тройников. Цвет минерала различный — от бесцветного до густого изумрудно-зеленого. Некоторые индивиды обладают «трихризмом» — по оси a — красный цвет, по b — оранжево-желтый, а по c — изумрудно-зеленый; такая разновидность хризоберилла получила название александрит (по имени Александра II), ее цвет при естественном освещении зеленый, а при рассматривании в пламени свечи — фиолетово-красный. Эта окраска обусловлена примесью хрома.

Образуется хризоберилл в гранитных пегматитах и в контактах гранитов с ультраосновными породами, которые на Изумрудных коях Урала превращены в флогопитовые сланцы. В этом случае граниты привнесли Be , а перидотиты — Sr в виде хромита, мелкие зерна которого повсеместно находятся в «слюдитах». Спутники хризоберилла: берилл, изумруд, фенакит, флюорит, фуксит, полевые шпаты, кварц, турмалин, апатит.

Особо важные минералы группы шпинели — магнетит и хромит (хромшпинелиды).

Атомы железа в земной коре занимают четвертое место по массе (кларк равен 5 %) после O , Si и Al . Давно известна симбатная зависимость между кларками химических элементов и числом образуемых или собственных минеральных видов. Железо — прекрасный пример этому: по подсчетам А. С. Поваренных, в земной коре известно 308 собственных минералов, содержащих железо; из них почти 200 формируются в гипогенных условиях. Подавляющая часть природных соединений железа — это кислородные соединения; на первом месте среди них стоят силикаты (амфиболы, пироксены, слюды); многочисленны

соли кислородных кислот, но только карбонат железа — сидерит — слагает большие залежи. Простые кислородные соединения — оксиды и гидроксиды железа — малочисленная, но исключительно важная группа минералов: почти все они имеют важное промышленное значение. Поэтому вместе с магнетитом и хромитом отметим здесь и другие оксиды железа.

Типы кислородных соединений Fe в земной коре: FeO — оксид железа II и Fe₂O₃ — оксид железа III. В верхних горизонтах земной коры образуются соединения трехвалентного катиона, в нижних — двухвалентного, промежуточное положение занимает оксид железа II и железа III, характерным примером которого является магнетит FeO·Fe₂O₃ (или Fe₃O₄ — краткая запись формулы).

Минерал состава FeO — иоцит (вюстит) — выявлен в метеоритах, редко отмечается в базальтах и в изобилии образуется при технологических процессах.

Из гидроксидов железа в земной коре известны только FeOОН (гётит, лепидокрокит, ферроксигит и акаганеит) и HFe₃O₈·4H₂O (ферригидрит).

Только два минерала с высоким содержанием железа — магнетит (Fe₃O₄) и маггемит (Fe₂O₃) — ферромагнитные, действуют на магнитную стрелку, притягиваются магнитной скобой; все другие минералы, содержащие железо, — парамагнитные, ясный магнетизм проявляют только после того, как из них будет получен сложный оксид — FeO·Fe₂O₃, что достигается прокаливанием минерала в окислительном (например FeCO₃) или восстановительном (Fe₂O₃) пламени.

Все оксиды и гидроксиды Fe обладают темной окраской: черной, черно- или желто-бурой; черта их черная или темноокрашенная; блеск в массе слабый металлический, некоторые минералы (гидроксиды железа) имеют полуметаллический блеск и просвечивают в тонких краях.

Почти каждый из индивидуальных минералов образует многочисленные разновидности [20], технологическое значение которых часто очень различается.

Магнетит. Магнитные свойства этого минерала известны с глубокой древности; в минеральном «царстве» — это типичный ферромагнетик, иногда обладает значительным остаточным магнетизмом (постоянный магнит), притягивает железные изделия. Природные постоянные магниты встречаются редко, преимущественно в верхних горизонтах магнетитовых залежей, чаще среди валунчатых руд (особенно титаномагнетитов). По структуре и составу магнетит — характерный представитель группы шпинелей. Если в этом минерале Fe²⁺ изоморфно замещается Mg²⁺, выделяется разновидность — магномагнетит, в котором содержание MgO достигает 7%; Mn иногда полностью замещает Fe²⁺, тогда минерал имеет состав MnFe₂O₄ и называется яacobсит; от магнетита он несколько отличается красновато- или

буровато-черной чертой. Однако нужно иметь в виду, что при окислении магнетита образуется гематит и тогда черта минерала будет иметь такой же цвет, как у якобсита. Для надежного определения якобсита нужен анализ на Mn и точное определение ряда других констант.

Характерна примесь Zn в магнетитах Тагильских месторождений на Урале, что вызывает осложнения при доменной плавке руд: летучий оксид цинка (ZnO) возгоняется и образует на газопроводах «настыли», нарушает технологический процесс и засоряет окружающую среду.

Самые примечательные примеси в магнетите Ti и V. При высоких температурах (выше 400 °C) эти элементы изоморфно замещают Fe³⁺. При охлаждении эта сложная изоморфная смесь распадается на магнетит и ильменит (FeTiO₃), реже на магнетит и ульвошпинель (Fe₂TiO₄). Ильменит в форме пластинок по (0001) располагается параллельно граням октаэдра магнетита, создавая решетчатую структуру распада. Подобные образования называют *титаномагнетит*. При метаморфизме решетчатые титаномагнетиты перекристаллизовываются с формированием ильменит-магнетитовых зернистых агрегатов (месторождение Куся на Урале).

При всех явлениях метаморфизма V остается в решетке магнетита.

В коре выветривания магнетит — относительно устойчивый минерал, при разрушении коренных месторождений переходит в россыпи; иногда образует высококачественные валунчатые руды. Оксид железа II в составе магнетита окисляется до оксида железа III, в результате возникает мартит (псевдоморфоза гематита по магнетиту).

Магнетит — обычная составная часть метаморфических, вулканогенных или магматических пород. Особенно большие скопления этого минерала находятся в серпентинитах, по этой причине почти каждый массив этих пород обуславливает магнитную аномалию.

Промышленные магнетитовые руды встречаются в контакто-метасоматических месторождениях (горы Магнитная, Богдаты, Высокая на Урале) и месторождениях железистых кварцов (Курская магнитная аномалия, Кривой Рог).

Хромит — под этим названием большей частью описывают хромшпинелиды — шпинели, в которых трехвалентный ион представлен в основном хромом. Но Cr³⁺ часто в значительной мере бывает замещен Al³⁺ и Fe³⁺, а двухвалентный металл представлен смесью Mg²⁺ и Fe²⁺. Поэтому свойства хромшпинелидов колеблются в широких пределах, например плотность от 4 до 5 г/см³, а твердость от 5,5 до 7. По внешнему виду они не отличаются от магнетита, но у хромшпинелидов черта бурая и они не разлагаются в кислотах и щелочах. Некоторые различия хромшпинелидов — слабомагнитные (высокое содержание окси-

дов железа). Представляют собой составную часть дунитов, реже перидотитов.

При метаморфизме залежей хромита происходит образование минерализованных трещин («жил альпийского типа»), содержащих хромсодержащие минералы: хромамезит, хромвезувиан, уваровит, хромперовскит, фуксит, кочубейт, хромрутил, шуйскит и др. Эти красивые минералы являются признаком низкого содержания Сг в рудах.

Хромит в ультраосновных породах — спутник платины. В коре выветривания это устойчивый минерал; встречается в россыпях.

Гематит (греч. гематикос — кровавый) — важнейшая руда железа, породообразующий минерал. Различают следующие разновидности: янокристаллические — железный блеск и скрытокристаллические землистые агрегаты — красный железняк. Железный блеск несколько похож на магнетит и ильменит, отличается от них чертой — вишнево-красной; агрегаты красного железняка имеют цвет черты. Известны также разновидности как железного блеска: железная роза, железная слюдка — тонкочешуйчатый сланцеватый агрегат, так и красного железняка: мартит — псевдоморфоза гематита по магнетиту; красная стеклянная голова — натечные выделения радиально-лучистого строения; кровавик — подобные же образования, но тонковолокнистого строения, хорошо принимающие полировку; оолитовый красный железняк, охристый красный железняк и др.

Черта гематита в окислительном пламени паяльной трубки чернеет; в HCl медленно растворяется, окрашивая раствор в желтый цвет, но внешне не изменяется, а при добавлении желтой кровяной соли $K_4[Fe(CN)_6]$ и растирании — синее (реакция на Fe^{3+}).

Железный блеск развит в железистых кварцитах, метаморфических породах, красный железняк — среди осадочных горных пород.

В коре выветривания относительно устойчивый минерал, но все же переходит в лимонит или замещается сидеритом, пиритом; довольно часто образуются псевдоморфозы магнетита по железнному блеску (мушкетовит).

Маггемит (магнитный гематит) — оксид железа III — изоструктурен с магнетитом и имеет такую же магнитность, как магнетит, но свойства его близки к гематиту: цвет — бурый до стально- и темно-бурого; черта бурая до темно-желтой. При температуре от 200 до 400 °C переходит в гематит (α - Fe_2O_3). Для диагностики этого минерала нужны точные исследования (рентгено-, термометрия и др.). Образуется как продукт изменения гётита и лепидокрокита, а также гематита и магнетита.

Ильменит (описан из Ильменских гор; **титанистый железняк**) — распространенный титансодержащий минерал, преимущественно из щелочных и основных горных пород (миаскиты,

габбро, амфиболиты). По внешнему виду напоминает магнетит и железный блеск; главное отличие — не магнетит; черта черная, почти не растворяется в кислотах. При длительном прокаливании в окислительном и восстановительном пламени становится слабомагнитным. После сплавления с KHSO_4 и растворения в H_2SO_4 — реакция на Ti .

При повышенных температурах возникают изоморфные смеси ильменита с магнетитом и с гематитом. Гематит и ильменит изоструктурны; образуют непрерывный ряд изоморфных смесей при температуре от 950°C и выше. При более низких температурах эта смесь распадается на гематит и ильменит, формируя пертитовую структуру. Эта смесь носит название *вашингтонит*. Ю. А. Соколовым установлена гомогенизация этих смесей в лабораторных условиях при температуре выше 300°C ; при охлаждении твердый раствор остается гомогенным. Изоморфная смесь гематита и ильменита обладает различной температурой Кюри (температурой превращения ферромагнетика в парамагнетик) — с увеличением содержания ильменита температура превращения повышается.

В коре выветривания ильменит медленно превращается в тонкозернистый агрегат, состоящий из титанита, рутила, анатаза с примесью оксидов железа. При метаморфизме горных пород обычный процесс — замещение ильменита рутилом или титанитом. При разрушении корейных месторождений ильменит переходит в россыпи; особенно продуктивны морские россыпи — современные или древние.

Гётит (в честь И. В. Гёте) — игольчатые кристаллы и их агрегаты радиально-лучистого или параллельно-волокнистого строения; образуют жеоды, сталактиты или сталагмиты, почки, оолиты. Цвет темно-бурый, почти черный; черта — желтовато-бурая, оранжево-желтая, медленно растворяется в HCl . В капле раствора реакция на Fe^{3+} : на «кончике ножа» вносится порошок желтой кровяной соли — раствор окрашивается в синий цвет («берлинская лазурь»); другая реакция: в раствор вносят каплю роданида аммония (NH_4CNS) — раствор, содержащий Fe^{3+} , окрашивается в кроваво-красный цвет. Черта при нагревании п. п. тр. становится черной и магнитной. Тонкокристаллические разновидности минерала содержат пленочную воду и называются *гидрогётит*.

Лепидокрокит (греч. лепис — чешуя, крокис — шафран) — иногда кристаллы пластинчатые, но часто их форма и выделения такие же, как у гётита; различают эти минералы по кривым нагревания и рентгенометрически. Разновидность лепидокрокита с избыточным содержанием воды называется гидролепидокрокит.

Минеральная смесь из гётита, лепидокрокита, их гидратизированных разновидностей с примесью гидрогематита и различных «глинистых» минералов (опал, глины, гидроксиды мар-

ганца) называется бурый железняк или лимонит. Строение такого полиминерального агрегата большей частью землистое, плотное, корки, натеки, оолиты, конкреции, жеоды. Этот агрегат обладает высокой сорбционной способностью, часто содержит Р, S, Ag, Cu, Cr, V, Ca. Лимонит — важнейшая руда железа; образуется в коре выветривания, в результате выделения из водных растворов в окислительной среде (в озерах, болотах, морях), а также при окислении карбонатов, силикатов, сульфидов; крупные залежи находятся среди осадочных горных пород.

Куприт (купрум — медь) — резко выделяется алмазным блеском и красным цветом со свинцово-серым оттенком; почти всегда этот минерал сопровождают медная зелень и самородная медь. Кристаллы в форме октаэдра; как особые разновидности выделяются волосистые или игольчатые кристаллы — халькотрихит и редко встречающиеся в Меднорудянске (на Урале) скелетные «решетчатые» кристаллы. На Урале были широко распространены коллоидальные смеси сложного состава, известные под названием медных смоляных руд. В настоящее время они почти полностью выработаны. Черта куприта коричнево-красная, обесцвечивается под каплей HCl с образованием белого осадка $CuCl_2$, при растирании сначала желтеет, а затем зеленеет (это отличие от минералов, дающих красную черту). При растворении в HNO_3 реакция с NH_4OH на Cu.

Тенорит (в честь итал. ботаника М. Тенори; *мелаконит* — черный порошок) — характерны порошковатые агрегаты черного цвета, которые не плавятся п. п. тр., легко растворяются в кислотах и дают реакцию на Cu. Всегда вторичный минерал, особенно часто встречается совместно с купритом.

Алмаз (адамас — непреодолимый). Относительно крупные зерна (величиной с горошину) обращают на себя внимание необычайно ярким блеском, что позволяет выделить этот минерал. Мелкие зерна определить крайне трудно, особенно если это карбонадо — разновидность плотных тонкозернистых агрегатов сероватого или буровато-черного цвета. Самые крупные месторождения алмазов связаны с кимберлитами, по составу приближающимися к перидотитам. В таких месторождениях алмаз сопровождают хромдиопсид, пироп, ильменит. Данные минералы довольно устойчивы в коре выветривания и являются надежными признаками алмаза. Это особенно важно в том отношении, что более 90 % алмазов получают из речных и прибрежно-морских галечников. Промывка песков при поисках алмаза в конечном счете проводится только на стадии отмучивания, при интенсивной промывке будут смыты не только спутники этого минерала, но и зерна алмаза.

АНИЗОТРОПНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Сульфаты. Нет особой нужды объяснять роль этих важных минералов. По данным Г. А. Ильинского, в настоящее время их известно более 220; за исключением единичных представителей — это гипергенные минералы. Если оценить их по распределению видообразующих химических элементов, то первенство принадлежит сульфатам Fe (52), Cu (42), Na (38), K (32), Ca (30) и Zn (20). В последние годы обнаружено широкое распространение аммонийсодержащих сульфатов в горящих терриконах Коркинского угольного месторождения. Здесь определен ряд новых минералов: годовиковит, ефремовит, безводные сульфаты NH_4^+ с Mg и Al и др. (Б. В. Чесноков, Е. П. Щербакова).

Начнем с купоросов; некоторые из этих минералов известны с глубокой древности.

Купоросы (от копероза — корпус розум — красное тело, остаток от прокаливания железного купороса) — многочисленное семейство минералов, представляющих собой кристаллогидраты сульфатов, преимущественно тяжелых двухвалентных металлов. Общая формула $M\text{SO}_4 \cdot p\text{H}_2\text{O}$, где M — Fe^{2+} , Cu^{2+} , Mg^{2+} , Zn^{2+} , Ni^+ , Co^{2+} (иногда к ним причисляют и Mn^{2+}), p — целое число, большей частью — 7, реже 5 и 6. Кристаллизуются в ромбической, моноклинной и триклинной сингониях. Все они образуются в результате окисления сульфидов во влажной среде. Весьма характерны изоморфные смеси этих минералов довольно постоянного состава, которые отражают специфические условия выветривания сульфидов [20], поэтому нет оснований «лишать» их особых названий, например, присваивая название купромелантерит вместо конкретного первоначального названия — пизанит.

Ряд халькантита, триклинной сингонии: халькантит $\text{CuSO}_4 \times 5\text{H}_2\text{O}$; пентагидрит $\text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; сидеротил $\text{FeSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

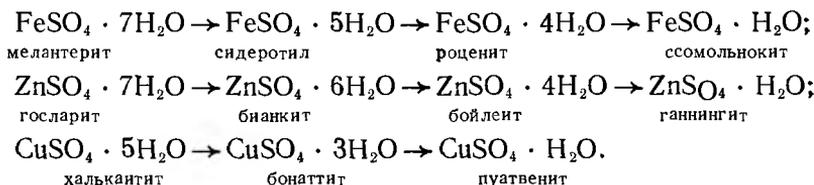
Ряд гексагидрита, моноклинной сингонии: гексагидрит $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; бианкит $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; ретгерсит $\text{NiSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$ (природный — тетрагональной сингонии, а искусственный — моноклинной).

Ряд мелантерита, моноклинной сингонии: мелантерит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; биберит $\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; бутит $\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; маллардит $\text{MnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; лакиит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; соммерит $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; пизанит $(\text{Cu}, \text{Fe})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; кировит $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; купрокировит $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Cu})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; магнезиобутит $(\text{Cu}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; цинкбутит $(\text{Cu}, \text{Zn})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

Ряд эпсомита, ромбической сингонии: эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; госларит $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; моренозит $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; таурисцит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; фаузерит $\text{MnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; купрогосларит $(\text{Zn}, \text{Cu})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; пиромелин $(\text{Ni}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; цинкфаузерит $(\text{Mn}, \text{Zn})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

Все эти минералы очень сходны между собой, определяются только путем точных исследований, в том числе количественного химического анализа.

В относительно «сухой» среде пента- и гептагидросульфаты легко теряют часть воды, что приводит к возникновению естественных рядов, каждый член которых является самостоятельным минеральным видом:



Все водные сульфаты тяжелых металлов — малоустойчивые сезонные минералы-эфемеры. Для них характерна низкая прочность: они легко растворяются в дождливое время года или же полностью разрушаются и превращаются в пыль при дегидратации в теплое и сухое время года.

Алунит (алумен — квасцы; квасцовый камень) — гидросульфат К и Al — и аналогичный по составу и строению гидросульфат К и Fe³⁺ — *ярозит* (по месту Ярозо в Испании) — представляют характерный пример влияния химического состава на свойства минерала (табл. 19).

Таблица 19

Свойства алунита и ярозита

Минерал	Химический состав	Цвет	Показатель преломления	Плотность, г/см ³	Твердость	Плавокость
Алунит	KAl ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆	Белый	1,592—1,572	2,6	4	6
Ярозит	KFe ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆	Желтый	1,820—1,715	3,2	3	4,5

Ярозит растворяется в HCl, алунит — нет. Ярозит в восстановительном пламени чернеет и приобретает магнитные свойства; алунит — не изменяется. Но есть общее свойство: в закрытой трубке дают возгон воды кислой реакции.

Условия нахождения этих минералов существенно различны. Наибольшие скопления алунита среди вулканогенных пород образуются за счет алюминийсодержащих минералов (в основном полевых шпатов) под воздействием сернокислых возгонов. Ярозит формируется в коре выветривания сульфидных месторождений, слагая иногда «ярозитовую шляпу».

Алунит не плавится, поэтому прокаленное зерно этого минерала, смоченное Co(NO₃)₂, приобретает синий цвет (реакция на Al); из слегка прокаленного минерала вода выщелачивает

алюминиевые квасцы — $KAl[SO_4]_2$; в этом растворе $BaCl_2$ дает белый осадок $BaSO_4$, а если воду в капле постепенно испарить, то можно заметить микроскопические кристаллики в форме октаэдра (квасцы).

Черта ярозита растворима в HCl , раствор дает с $BaCl_2$ реакцию на $(SO_4)^{2-}$. При растирании желтой черты ярозита с роданистым аммонием она приобретает буро-красный цвет, а при растирании с желтой кровяной солью — синий (реакция на Fe^{3+}). Ярозит трудно заметить, он большей частью охристо-желтого цвета с бурым оттенком, очень сходен с лимонитом, в отличие от которого при растирании между пальцами дает ощущение жирной, сальной массы. В сомнительных случаях рекомендуется изготовить иммерсионный препарат, в котором ярозит прозрачный и плеохроичный, бесцветный и желтоватый.

Как особые минералы выделяются: натроалунит, натроярозит, оксониоалунит, аммониярозит, оксониоярозит, аргентоярозит, карфосидерит и плюмбоярозит.

Мирабилит (мирабиле — удивительная соль; *глауберова соль*) — типичный криогидрат, в котором на 10 частей H_2O приходится одна часть $Na_2[SO_4]$. При $50^\circ C$ вскипает, растворяясь в «кристаллизационной» воде, которая испаряется, оставляя на пинцете белый осадок сульфата натрия, который спокойно плавится. При нагревании в закрытой трубке растворяется в своей кристаллизационной воде. Вкус горько-соленый; сильный слабитель. На воздухе теряет воду, превращаясь в Na_2SO_4 — белый порошок.

Наибольшее количество мирабилита образуется при испарении воды в озерах засушливых или пустынных районов; часто грунтовые воды содержат сульфат натрия. Иногда встречается в соляных месторождениях, слагая довольно мощные пласты, в солончаках, а также в виде налетов на различных горных породах и на стенах старых строений.

Гипс (от греч. штукатурка) легко определяется по следующим свойствам: низкая твердость; обильный возгон воды в закрытой трубке; в пламени спиртовки белеет (мутнеет) и рассыпается в порошок, плавится в белую эмаль, которая дает щелочную реакцию; относительно плохо растворяется в воде и кислотах. Разновидности: шпатовый гипс — индивиды довольно крупных размеров, прозрачные (марьян глаз); селенит — параллельно-волокнистый желтоватого цвета с шелковистым блеском; алебастр — тонкозернистый белого цвета или светлоокрашенный; пойкилитовый или песчанистый гипс — кристаллы, переполненные песком.

Слайные пластинки гипса в водном растворе Na_2CO_3 сравнительно быстро белеют, становятся непрозрачными вследствие метасоматического замещения гипса кальцитом. Если в трещину слайности гипса ввести каплю водного раствора соды, то через 10—15 мин можно заметить в этой трещине микроскопи-

ческие кристаллики кальцита (порфиробласты) в форме ромбоэдра.

Прозрачные пластинки гипса при соприкосновении с нагретыми предметами (до 300—400 °С) мутнеют (белеют) в результате потери воды.

Сульфаты: CaSO_4 — ангидрит (безводный по отношению к гипсу); SrSO_4 — целестин (целестис — небесный) и BaSO_4 — барит (барос — тяжелый). Атомная масса Ca — 40,08, Sr — 87,62, а Ba — 137,34; в связи с этим от ангидрита к бариту увеличиваются плотность (от 3 до 4,5 г/см³) и показатели преломления, а также несколько увеличивается прочность. Все три минерала плавятся п. п. тр. вследствие частичного разложения сульфата на оксиды RO и SO_3 ; сплав дает щелочную реакцию.

Ангидрит (ангидрос — безводный) — спайность по трем пинакоидам {010}, {100} и {001} под прямым углом; спайные обломки — «кубики» (отсюда забытое название — «кубический шпат»), которые хорошо видны в иммерсионных препаратах; агрегаты иногда волокнистые. Обычный минерал соляных месторождений.

Целестин (целестис — небесно-голубой; за цвет первых описанных образцов) — после прокаливания и смачивания HCl окрашивает пламя в карминово-красный цвет (пламя Sr). В иммерсионных препаратах видны спайные пластинки, выявляется низкое двойное лучепреломление.

Барит — почти всегда при нагревании сильно растрескивается; прокаленный и смоченный HCl окрашивает пламя в желто-зеленый цвет (пламя Ba). Трудно отличается от целестина, самый характерный признак — плотность.

Встречается в жилах совместно с сульфидами меди, свинца и цинка, нередко слагая «тело жилы»; обычный минерал железной шляпы, где образуется в пустотах и жеодах лимонита путем переотложения поверхностными водами; отмечается в россыпях, являясь признаком развития сульфидной минерализации в области сноса минералов в россыпь.

Цеолиты — группа водных алюмосиликатов каркасного строения, к которой относят более 40 минеральных видов. Состав отдельных представителей колеблется в довольно широких пределах, и что особенно важно отметить, он сравнительно легко изменяется в зависимости от внешних условий. Катионы Ca^{2+} , Na^+ , K^+ в каркасе цеолита могут обмениваться с катионами из окружающей среды по схемам: $\text{Na}^+\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$; $\square \text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons 2\text{Na}^+$; $\square \text{Ba}^{2+} \rightleftharpoons 2\text{K}^+$; $\square \text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons 2\text{Cs}^+$ (в синтетических цеолитах) и т. д.; это свойство используется для смягчения жестких вод и в других технологических процессах.

Особенно легко изменяется в структуре минерала содержание воды; при осторожном нагревании ее можно полностью удалить, не нарушая алюмосиликатного каркаса минерала. Осторожно обезвоженный цеолит может поглощать пары воды и вос-

становливать первоначальный состав. Такая вода в минералах получила название цеолитной, но в структуре минерала она может замещаться и другими соединениями, например H_2S , CO_2 , C_2H_5OH , парами ртути. При интенсивном нагревании п. п. тр. минерал «вскипает», что послужило основанием для названия группы (греч. зео — вскипаю).

Определить принадлежность минерала к цеолитам простейшими методами довольно легко. Низкий показатель преломления (1,4—1,52), низкое двупреломление (от 0 до 0,045), твердость 4—5, плотность 2,0—2,3 г/см³, а главное — вскипание при нагревании п. п. тр. Точная диагностика минерального вида цеолита очень затруднена: нужны хорошие кристаллы для измерения на гониометре или точные оптические исследования в совокупности с другими методами изучения.

Характерная форма нахождения: в миндалинах и жеодах эффузивных горных пород, в трещинах и пустотах в эндогенных месторождениях, где они часто замещают полевые шпаты, нефелин и другие алюмосиликаты. Иногда мощные слои вулканических пород в той или иной степени цеолитизированы. В коре выветривания образуются в почвах, на дне водоемов.

Нефелин (нефеле — облако) — мелкие зерна его, особенно прозрачные, не отличаются по внешнему виду от кварца; эти минералы сходны и под микроскопом. Главное отличие — нефелин легко растворяется в кислотах, его зерна в концентрированных кислотах мутнеют; в условиях коры выветривания покрываются пленкой аллофана. Замутненная разновидность нефелина, обладающая жирным блеском, называется элеолит (масляный камень). В эндогенных условиях замещается канкринитом, содалитом, вишневитом, натролитом.

Канкринит (в честь Э. Ф. Канкриня) и *вишневит* (от Вишневых гор на Урале) — порообразующие минералы, широко распространенные в щелочных породах. Классические месторождения этих минералов находятся на Урале в Ильменских и Вишневых горах. Канкринит — единственный силикат, который растворяется в HCl с шипением; при этом выделяется обильный гель кремнезема. В крупных образцах этого минерала обнаруживается спайность по трем направлениям под углом 120°, благодаря этому очень легко выкалываются трех- и шестигранные призмы.

Вишневит и канкринит образуют непрерывный изоморфный ряд, средний член которого — сульфатканкринит.

Полевые шпаты — самая распространенная в литосфере группа минералов: составляет несколько более половины ее массы. Это каркасные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных металлов (K, Na, Ca, редко Ba), очень сходные по составу и близкие по свойствам. Кристаллизуются они в моноклинной и триклинной сингониях и по морфологическим признакам почти аналогичны друг другу (см. рис. 73).

Калиевые полевые шпаты моноклинной сингонии — санидин, ортоклаз и адуляр — отличаются оптической ориентировкой, морфологией кристаллов и условиями нахождения в природе. В триклинной сингонии кристаллизуются микроклин и плагиоклазы. В зависимости от условий формирования (преимущественно — от температуры) три главных компонента — калиевый полевой шпат $K[AlSi_3O_8]$ (Or), натриевый $Na[AlSi_3O_8]$ (Ab) и кальциевый $Ca[Al_2Si_2O_8]$ (An) — образуют трехкомпонентные изоморфные смеси (см. рис. 13). Изоморфизм Ab и An совершенный, устойчивый при различных температурах — это плагиоклазы. Плагиоклазы — непрерывный ряд изоморфных смесей, в котором довольно условно выделяют альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит и анортит. Изоморфизм (Or и Ab при $T > 500^\circ C$ неограниченный, но при более низких температурах происходит распад твердого раствора и возникают пертиты — особые минеральные образования, представляющие собой закономерные сростания (пертитовая структура) альбита с ортоклазом или микроклином (см. рис. 14).

Принадлежность к группе полевых шпатов устанавливается довольно легко: стеклянный блеск, светлая окраска, твердость 6, плотность 2,5—2,7 г/см³, совершенная спайность по двум направлениям (угол 90° у ортоклаза и почти прямой у остальных полевых шпатов). Исключительная роль при диагностике принадлежит и морфологическим признакам. Далее отметим важнейшие минералогические объекты.

Санидин (санин — табличка, идос — вид). Плоскопризматические по {010} кристаллы — порфиновые выделения в кайнопитных эффузивных горных породах (липариты и трахиты).

Ортоклаз (орто — прямо; клаз — колотья) — спайность совершенная по {010} и более совершенная по {001}, угол 90° . Хорошие кристаллы находятся в занорышах пегматитовых жил. Они часто сдвойникованы по карлсбадскому или манебахскому закону.

Адуляр (по горному массиву Адул в Альпах). Характерен ромбоэдрический облик кристалла. Типичный минерал жил альпийского типа.

Микроклин (угол между плоскостями спайности $89^\circ 30'$: малое — микро отклонение — клино угла от 90°) — большей частью представляет собой псевдоморфозы по ортоклазу. Для микроклина типичны комбинированные полисинтетические двойники по альбитовому и периклиновому законам. Из-за этого на плоскостях (001) часто можно наблюдать решетчатое строение, особенно отчетливо проявленное у амазонита — голубовато-зеленого микроклина.

Микроклинизация калиевого полевого шпата происходит во времени в результате перегруппировки атомов Al из статистического (беспорядочного) распределения в упорядоченное, вследствие чего в кристаллах исчезает плоскость и ось симмет-

рии второго порядка. Микроклинизация идет постепенно, поэтому при точных исследованиях устанавливают степень микроклинизации. На Урале в пегматитах Мурзинки ортоклазы полностью микроклинизированы, но их по традиции все же называют ортоклазом. Цвет ортоклаза из гранитных пород от розового до мясо-красного (есть все степени перехода). Замечено, что «покраснение» обусловлено возрастом и радиоактивностью пород. В уральских гранитах пермско-карбонового возраста ортоклаз слабозеленый, в гранитах докембрия из Карелии или с Украины — красный, в пегматитах этих же гранитов минерал темный мясо-красный.

Плагиоклазы (плагио — косой; клаз — колотья) — спайность по двум направлениям: {010} и {001}, угол спайности отличается от прямого на 1,5—3°. Для всех минералов этой группы типичны полисинтетические двойники, преимущественно по альбитовому закону, поэтому на плоскостях наиболее совершенной спайности по {001} часто видна двойниковая штриховка.

Альбит (альбус — белый) — характерный минерал для относительно низкотемпературных процессов; в пегматитах выделяется одним из последних, часто замещает ортоклаз. Плоскопризматические прозрачные кристаллы из пегматитов называются *клевеландитом* (в честь американского минералога П. Клевеланда). В жилах альпийского типа находятся прозрачные кристаллы, сдвойникованные по альбитовому закону и редко — по карлсбадскому.

Олигоклаз (олигос — маленький, клаз — колотья: малый угол отклонения спайности от прямого) — типичный минерал в гранитах и гранитных пегматитах; особенно примечателен беломорит — лунный камень из пегматитов Карелии.

Андезин (по месторождению в Андах, где находится в порфировых выделениях в андезитах) — минерал, характерный для пород среднего состава. Андезиты и базальты представляют главную массу эффузивных пород.

Лабрадор (по одноименному полуострову) — главная составная часть пород основного состава (габбро: лабрадор + амфибол). Минералогам особенно интересуют крупнозернистая горная порода с Украины, состоящая в основном из лабрадора, отдельные кристаллы которого на плоскости спайности по {010} «дают, — по словам А. Е. Ферсмана, — красивую игру зеленого, желтого, голубого и красного тонов; зеленый и голубой тона преобладают, тогда как красный весьма редок».

Битовнит (по месту находки в Канаде — Битаун) — относительно редкий минерал анортозитов — существенно плагиоклазовых пород, близких по составу к габбро.

Анортит (ан — отрицание; орто — прямой: непрямой угол спайности по {001} и {010}) — редкий минерал в анортозитах; на Урале из Кыштыма под названием кыштымит описана горная порода, состоящая из анортита и корунда.

Простейшее правило для различия плагиоклазов по виду полисинтетических двойников, образованных по альбитовому закону: близкие к альбиту плагиоклазы имеют полисинтетические двойники мелкие, трудно различимые, а близкие к олигоклазу — ясные и «правильные»; у лабрадора чередуются полосы широкие и узкие, ближе к анортиту — равные широкие.

Бадингтонит — недавно открытый минерал, аналог ортоклаза по всем свойствам, кроме химического состава. Давно известен изоморфизм между K^+ и NH_4^+ , и среди полевых шпатов оказался минерал состава $NH_4[AlSi_3O_8]$. Различие между ним и калиевым шпатом — реакция на NH_4^+ : в закрытой трубке при нагревании бадингтонит выделяет NH_3 (запах).

Список минералов группы полевых шпатов пополнился еще двумя минеральными видами техногенного происхождения. Б. В. Чесноков открыл в горящих терриконах Коркинского угольного месторождения *святославит* — ромбический аналог анортита и *дмиштейнбергит* — гексагональный аналог анортита.

В заключение отметим «чисто минералогические» объекты из этой важнейшей группы минералов, которые используются как полудрагоценные или поделочные камни.

Амазонский камень (амазонит) из Ильменских гор на Южном Урале и на Кольском полуострове.

Солнечный камень — преимущественно ортоклаз, отливающий красными искрами при определенном положении глаза вследствие параллельной ориентировки многочисленных листочков гематита.

Лунный камень, жемчужный шпат — большей частью адуляр с шелковистым нежно-синеватым отливом.

Письменный гранит — кристаллы калиевого шпата (в основном ортоклаз, полностью или частично перешедший в микроклин) с закономерно ориентированными индивидами дымчатых кристаллов (ихтиоглиптами) кварца. На сколах кристаллов полевых шпатов ихтиоглипты кварца создают своеобразный рисунок, напоминающий клинопись. Характерный камень пегматитовых жил, где служит наиболее надежным признаком («припас») для поисков драгоценных камней.

Кварц — легко выявляется в крупных образцах: высокая твердость, стеклянный блеск, хрупкость, химическая и термическая прочность дают возможность точно диагностировать этот весьма распространенный минерал. Трудности возникают, когда определяют разновидности этого минерального вида. Все их можно разделить на следующие группы.

1. Индивидуализированные кристаллы:

1) горный хрусталь — прозрачный, бесцветный или замутненный (из-за включений газов и жидкостей);

2) дымчатый горный хрусталь — от дымчато-желтого до дымчато-бурого;

- 3) морион — черный, просвечивает в краях;
- 4) цитрин — желтоватый или золотистый;
- 5) аметист — фиолетовый;
- 6) сотовый («ячеистый кварц») — обычно дымчатый или черный с массой включений, расположенных цепочками, которые пересекаются и отдаленно напоминают соты; считается, что такие залеченные трещины образовались в результате $\alpha \rightarrow \beta$ превращения.

Кристаллы (прозрачные), содержащие включения игольчатых или волокнистых минералов, называют «волосатики».

II. Массивные выделения кварца из кварцевых или пегматитовых жил. Среди них различают следующие разновидности кварца:

1) молочно-белый, просвечивающий в краях — характерный минерал рудных жил;

2) стекловидный — из безрудных кварцевых или пегматитовых жил; окраска большей частью бесцветная или дымчатая; незамутненные блоки идентичны идиоморфным кристаллам, находят применение как горный хрусталь;

3) гранулированный, слагающий преимущественно безрудные жилы; представляет собой агрегат, состоящий из зерен (гранул) горного хрусталя, который образовался путем метаморфизма жильного стекловидного кварца; применяется для получения прозрачного кварцевого стекла (заменяет горный хрусталь);

4) разлистованный — индивиды жильного массивного кварца с отдельностью по плоскостям срастания двойников по бразильскому закону; лучшее месторождение — Гора Хрустальная около г. Екатеринбург;

5) розовый — массивный жильный кварц розового цвета.

Халцедон — волокнистая или спутанно-волокнистая разновидность кварца; резко отличается от массивного кварца меньшей хрупкостью («вязкий характер сцепления»); под микроскопом устанавливается волокнистое строение, часто «сферокристаллы». Важная составная часть яшм. Находится в пустотах эффузивных пород, жилах, в виде натеков, в осадочных горных породах. Известно множество разновидностей халцедона. Важнейшие из них *агаты* (агатос — полезный, счастливый) — халцедон полосчатого строения. В зависимости от цвета полос, их чередования выделяют разновидности агатов: оникс — полосы белые и темные; сардоникс — белые и бурые; сердоликовый оникс — белые и красные. Халцедоны различной однородной окраски также имеют собственные названия: красный или оранжевый — сердолик, луково-зеленый — хризопраз, белый — кахолонг. Интересна такая его разновидность, как гелиотроп (кровавик) — зеленый халцедон с пятнами красного цвета.

Кремень — халцедон серого, темно-серого цвета, встречающийся в основном в виде конкреций в карбонатных породах

(известняк, мел); обладает раковистым изломом, содержит примеси глины и карбонатов.

Авантюрин — мелкозернистый кварцит с включением преимущественно биотита, который при выветривании приобрел золотисто-желтый цвет. Отполированная поверхность этого камня блестит золотистыми или красноватыми искрами.

Слюды — распространенная группа листовых силикатов; из них биотит и мусковит — важнейшие породообразующие минералы метаморфических и магматических пород. Слюды обладают весьма совершенной спайностью по одному направлению, листочки гибкие и упругие; на плоскостях спайности наблюдается перламутровый блеск. Многие слюды имеют темную, часто черную окраску, обусловленную высоким содержанием железа; это прежде всего *лепидомелан* (лепидос — чешуя; меланос — черный) и *биотит* (в честь физика Ж. Биота); более светлый флогопит (огнеподобный). Черные слюды плавятся, дают черный магнитный шарик.

Среди светлоокрашенных слюд наиболее известен *мусковит* (из Москвы) — листочки его бесцветные, почти не плавятся; крупные кристаллы встречаются в пегматитовых жилах. *Парагонит* (натриевая слюда) встречается в мелких пластинчатых агрегатах, которые и при специальных исследованиях трудно отличить от мусковита. Тонкочешуйчатые слюды, часто трудно-различимые (мусковит, парагонит, фенгит), называют серицит (серикос — шелк); они слагают такие сланцевые породы, как серицитовый, хлорит-серицитовый сланец и т. д. Называют серицитом тончайшие выделения бесцветных листочков в полевых шпатах (особенно в плагиоклазах). В жильном кварце в трещинах часто наблюдаются чешуйки серебристо-белого цвета, которые также принимаются за серицит. Зеленая разновидность мусковита, содержащая Cr^{3+} , называется фуксит; встречается он в минерализованных трещинах в хромитах, околожилных карбонатных породах зеленого цвета — лиственитах, впервые описанных из Березовского месторождения на Урале.

Литиевые слюды имеют светлую окраску, легко плавятся, окрашивая пламя в карминово-красный цвет (пламя Li); при этом *лепидолит* (лепидос — чешуя) образует бесцветное, а *циннвальдит* (по месту находки Циннвальд в Чехии) — черное магнитное (Fe) стекло.

Хлориты (хлорос — зеленый) — многочисленная группа листовых силикатов, сходных по составу и свойствам. Для диагностики всю группу удобно разделить на две подгруппы: *ортохлориты* (ортос — прямой) — крупнокристаллические, довольно хорошо индивидуализированные (*клинохлор*, *пеннин* и др.), и *лептохлориты* (лептос — тонкий) — мелкокристаллические, землистого строения (*шамозит*, *тюрингит*). Простейшими методами довольно точно определяется принадлежность минерала к хлоритам (так часто называют ортохлориты); их главные

диагностические признаки: весьма совершенная спайность по одному направлению; гибкие и неупругие листочки; не вспучиваются при нагревании. Подавляющая часть хлоритов обладает зеленым цветом, однако хромсодержащие хлориты имеют розовый или фиолетовый цвет (кеммерерит, хромамезит), а маложелезистые — серебряно-белый (пеннин), белый (клинохлор), желтоватый или слегка зеленоватый (лейхтенбергит). Все эти разновидности — редкие минералы; обычные же хлориты — зеленые, поэтому горные породы, в которых хлориты метасоматически замещают авгиты, роговые обманки или другие силикаты, называются «зеленокаменными».

Существует много классификаций хлоритов; самая простая из них для ортохлоритов предложена в конце XIX в.: эти минералы рассматриваются как изоморфный ряд от гипотетического в то время хлорита — «серпентина» (Sp) до амезита (At): $n\text{Sp} - \text{At}$. Эти компоненты отличаются содержанием в них алюминия — в Sp алюминия нет, а в амезите около 35 % Al_2O_3 . В начале XX в. под названием тальк-хлорит был описан минерал с Урала и из Пенсильвании, в котором содержится около 10 % Al_2O_3 . Примерно в это же время А. Н. Заварицкий при изучении дунитов с горы Соловьевой в Нижнем Тагиле выявил своеобразный минерал, которому дал название «петельчатый серпентин»; он практически не содержит Al_2O_3 . Оптические свойства этого минерала близки к антигориту, но по отношению к кислотам он решительно отличается от минералов группы антигорита: быстро растворяется и в разбавленных кислотах (например, в 5 %-ной HCl) с выделением аморфного SiO_2 . Строение минерала пластинчатое, спайность весьма совершенная, пластинки гибкие, неупругие, цвет его темно-зеленый. Легко окисляется в H_2O_2 , приобретая охристую окраску; порошок минерала разлагает пироксид водорода с вскипанием. Порошкограмма этого минерала близка к таковой антигорита или группы хлоритов, которые по новым данным называют септехлориты. К септехлоритам относится и амезит.

«Петельчатому серпентину» позже было дано более десятка различных названий, но все они отражают принадлежность его к группе серпентина. На Урале это чрезвычайно широко распространенный минерал; он входит в состав дунит-перидотитовых пород, слагающих Уктусские горы (г. Екатеринбург, ранее — г. Свердловск), поэтому назван **свердловскитом** (Sv), и состав группы ортохлоритов можно выражать следующим образом (в нормативных молекулах): свердловскит — (4—5) Sv · (0—1) At; талькохлорит — (2—4) Sv · (1—3) At; пеннин — (2—3) Sv × (1) At; клинохлор — (2—3) Sv · (1) At; прохлорит — (2—3) × Sv · (1—3) At; корундофиллит — (1—2) Sv · (2—3) At; амезит — (0—1) Sv (4—5) At. Химическая прочность минералов в этом ряду возрастает от свердловскита к амезиту: легче всего окисляется и растворяется в кислотах свердловскит, более проч-

ным оказывается пеннин, далее клинохлор, на который HCl действует слабо, но разлагает H_2SO_4 . Хлоритизированные оливиновые горные породы приобретают желтовато-бурую (охристую) окраску, эта корка значительно снижает скорость окисления горной породы.

Быстрое окисление свердловскита в H_2O_2 можно использовать для диагностики; для этого нужно довольно крупные (0,5—1 мм) кусочки минерала положить на стекло и покрыть пероксидом водорода: через 5—7 мин. зерна приобретают не только бурый цвет, но и расщепляются на листочки размером в $n \cdot 0,1$ мм; в растворе проводится реакция на Fe^{3+} . В эндогенных условиях свердловскит по ориентированным трещинам или по поверхности будинированных образцов превращается в антигорит. Таким образом, под влиянием ориентированного давления (стресса) свердловскит переходит в антигорит; это характерный пример изохимического преобразования одного минерала под влиянием стресса. Отличие между этими минералами незначительное, характерных приемов для разделения их пока нет.

Еще труднее определять лептохлориты. Это землистого строения минералы, часто имеющие оолитовую форму выделения. Отметим здесь только два наиболее распространенных минерала: шамозит и тюрингит; они весьма сходны между собой, служат рудой на железо, входят в состав лимонитовых руд осадочного происхождения, встречаются в бокситах.

Хлоритоиды — силикаты листовой структуры, сходные со слюдами, но отличающиеся более высокой твердостью — от 3,5 до 6. Спайные пластинки этих минералов хрупкие, поэтому их еще называют хрупкие слюды. В химическом отношении хрупкие слюды отличаются от слюд отсутствием щелочей, в структуре минералов их заменяют Ca, Mg, Fe и отчасти Mn. Наиболее распространенные хлоритоиды: маргарит (жемчужная слюдка) — похож на мусковит, но обладает большей твердостью и хрупкостью листочков; хлоритоид — несколько напоминает биотит, но имеет твердость 6—7, черновато-зеленый цвет и зеленовато-белую черту; часто слагает кривоскорлуповатые агрегаты; характерные спутники — корунд, маргарит, диаспор.

Тальк и пирофиллит — изоструктурны, способны давать изоморфные смеси (Mg^{2+} и Al^{3+} в структуре кристаллов играют одинаковую роль). Минерал промежуточного состава: талькопирофиллит. Эти минералы сходны между собой, а также со слюдами и хлоритами белого цвета. Пирофиллит при нагревании расщепляется, вспучивается, но не плавится, с $Co(NO_3)_2$ — реакция на Al. Тальк при нагревании не плавится, расщепляется, но не вспучивается, теряет воду, при этом его твердость увеличивается до 5, с $Co(NO_3)_2$ после прокаливания приобретает бледно-розовый цвет. Он в основном встречается вместе с железо-магнезиальными силикатами, преимущественно в сер-

пентинитах, где нередко образует тальк-карбонатные породы — тальковый камень; если имеется примесь хлорита или других силикатов, породу называют горшечный камень. Сланцеватые горные породы из талька и хлорита — тальковый сланец. Тонкокристаллический однородного строения агрегат из талька — мыльный камень, или стеатит.

В кварцевых жилах Березовского месторождения зеленый пирофиллит находится в виде пластинчато-лучистых агрегатов. Тонкокристаллические агрегаты пирофиллита называются агальматолит. Наибольшее количество пирофиллита встречается в метаморфизованных осадочных и вулканических породах; отмечаются псевдоморфозы пирофиллита по кианиту и полевоому шпату.

Глина — по словам В. Даля: «...земля или землистое вещество, которое с водою составляет мягкое, вязкое и скользящее тесто, сохраняющее на воздухе и принимающее в огне каменистую твердость и крепость». К этому можно добавить замечание Д. Менделеева: «Глина, столь распространенное всюду землистое вещество, известно каждому...»

Современное познание глины недалеко ушло от тех сведений, которыми владел человек, «лепивший глиняную посуду без применения гончарного круга». Обусловлено это тем, что нет пока метода для исследования тонкодисперсных *минеральных смесей*, выделить из них мономинеральные образования практически невозможно; даже ультрасовременные методы, позволяющие проникать в тайны структуры и состава однородного вещества, при изучении смесей дают неоднозначные результаты.

В составе глин к настоящему времени известно около 40 минеральных видов и разновидностей (некоторые сомнительны); подавляющую часть из них простыми методами определить невозможно.

Каолинит — главный минерал глин — и его полиморфные модификации — накрит и диккит — типичные силикаты листовой структуры; различить их можно путем термического и рентгенометрического исследования. В практической геологии каолином называют преимущественно белые или светлоокрашенные глинистые горные породы. Техническое значение этого минерального сырья возрастает с повышением его мономинеральности; любые примеси понижают однородность, а соответственно и температуру плавления (огнеупорность), и белизну, что влияет на получение однородного — без мушек и белой окраски — черепка и резко ухудшает качество каолина как наполнителя (например, в бумажной промышленности).

В старых руководствах описывается разновидность каолинита под названием каменный мозг, представляющая собой плотный агрегат, твердость которого 2—3; выделения его почко-, гроздевидные, в трещинах горных пород и рудных жилах. Излом плоскораковистый или ровный.

Галлузит имеет состав каолинита с небольшим избытком воды, а морфологически часть пластинок минерала свернута в трубочки, что можно установить на электронном микроскопе.

Монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, сапонит, волконскоит — особая группа минералов, которая в воде разбухает и образует гелеобразную массу. Это обусловлено не только поверхностной адсорбцией, но и поглощением — растворением твердым телом (кристаллом — минеральным индивидом) жидкостей или газов из окружающей среды; иначе говоря, это абсорбция, которая сопровождается изменением параметров кристаллической решетки и физических свойств минералов (например, показателя преломления света). Так, при абсорбции H_2O монтмориллонитом ее молекулы распределяются между слоями структуры минерала, в результате чего параметр c_0 изменяется от 1 до 2,1 нм, а N_g колеблется в пределах 1,5—1,6.

Химический состав этой группы приближается к «смеси талька и пиррофиллита», при изоморфном замещении. Кроме сорбции, минералы обладают и катионным обменом. Поэтому определенные формулы написать для них невозможно (в таблицах и справочниках приводятся очень приблизительные формулы).

Отметим некоторые свойства этих минералов, которые позволяют делать приблизительные заключения.

Высокое содержание монтмориллонита в глинах приводит к сильному набуханию пород. Вот как об этом писал А. Г. Бетехтин: «После дождей поверхностные выходы их превращаются в густую массу скользкого студня. При высыхании они трескаются и в то же время вспучиваются под влиянием сильного продолжающегося разбухания более глубоких участков. В результате они приобретают сморщенный, сильно трещиноватый вид, напоминающий кораллы».

Нонтронит часто образуется при выветривании серпентинитов (змеевиков), перидотитов, обладает зеленым или зеленовато-желтым цветом. Такие глинистые породы обязательно нужно анализировать на содержание в них Ni и Co.

Волконскоит обнаружен в Пермской области среди песчаников пермского возраста. Он встречается в виде небольших гнезд и прожилков, имеет изумрудно- или черновато-зеленый цвет; плотные куски его со временем рассыпаются на мелкие угловатые обломки. Применялся как очень прочная зеленая краска.

Иллиты (гидрослюда) — собирательный термин, которым обозначается любая неопределенная слюда и любой неопределенный минерал слюдяного типа. По структуре и составу близки к слюдам, и когда точно определена гидратизированная слюда, ее наименование используется в названии минерального вида, например — гидрофлогопит, гидромусковит и др. К этой же группе можно отнести минеральное вещество под названием глауконит.

Иллиты — весьма распространенная группа минералов в глинах самого различного минерального состава, особенно «строительных». Мельчайшие пластинки, дающие отблеск на солнце, большей частью представляют собой минералы этой группы. Золотистого цвета легкие иловатые комочки в застойных водах — «кошачье золото».

Минералы: *ревдинскит* (открыт в окрестностях г. Ревды на Урале), *непуит* (г. Непуи в Новой Каледонии) и *гарниерит* (в честь исследователя Ж. Гарнье) — листовые силикаты; в микрокристаллических пластинках по структуре относятся к минералам группы серпентина: непуит яснокристаллический (никелевый антигорит); его землистая разновидность — ревдинскит; никелевый аналог хризотила (никельхризотил) — гарниерит. Очень сходные между собой минералы, встречаются в коре выветривания серпентинитов, являясь рудой на никель. Общие признаки: цвет бледно-зеленый, зеленовато-серый, черта — зеленая или бледно-зеленая, при растирании с диметилглиоксимом приобретает розоватое или малиновое окрашивание, п. п. тр. чернеет, становится слабомагнитной, в HCl медленно растворяется.

Наиболее типичные образцы можно обнаружить в ноздреватых выделениях халцедона, который нередко окрашен солями Ni в зеленый цвет (плазма или хризопаз) — характерный признак никелевых глинистых руд.

Глауконит (глаукос — синеvато-зеленый). В сущности, только этот минерал можно определить простейшими методами. Это важнейшая составная часть песков, глин, карбонатных пород, лимонитов, фосфоритов и бокситов. Его зеленый цвет (отсюда название: греч. глаукос — синеvато-зеленый) — важный диагностический признак; по химическому составу приближается к мусковиту или биотиту. В иммерсионных препаратах заметно чешуйчатое и шаровидно-чешуйчатое строение, плеохроизм от сине-зеленого до темно-оливкового цвета. Зеленый цвет речных, морских и некоторых других пород обусловлен высоким содержанием этого минерала.

Охры обладают землистым строением и этим приближаются по внешнему виду к глинам. Название «охра» происходит от греч. охрос — бледный, желтоватый; ранее в минералогии охрами называли землистого строения агрегаты цветных оксидов и гидроксидов тяжелых металлов: Fe, Pb, Mo, Sb, Bi, W. Их образование связано с процессами окисления минералов эндогенного происхождения, поэтому охры — характерные поисковые признаки; многие из них находятся в виде корочек и налетов на жильном кварце. Наибольшим распространением пользуются гидроксиды железа, которые отличаются яркой желтой, бурой или красной окраской (служат пигментом для производства краски). Встречаются они в коре выветривания железосодержащих силикатов (серпентин, свердловскит, роговые обманки),

сульфидов (пирит, марказит), сидерита; отлагаются также в болотах и озерах. Точными методами исследования в железных оврагах определены минералы: *гётит, лепидокрокит, гематит.*

Сажистые руды — рыхлые землистого строения минеральные агрегаты черного цвета, содержащие сульфиды тяжелых металлов: Cu, Ag, Pb, Fe. Эти руды большей частью представлены сульфидами, которые образовались в самых верхних горизонтах зоны вторичного сульфидного обогащения. Например, на Алтае под охристыми рудами залегают землистые агрегаты черного цвета — сажистые руды, состав которых: ковеллин, марказит, сера, кварц, халькозин, аргентит, самородные золото, серебро, медь. Из этих руд добывали преимущественно Au, Ag и Cu, а из первичных — Zn, Pb и Cu.

Землистое строение часто имеют карбонаты; наибольшей известностью пользуется землистая разновидность кальцита — мел (можно рассматривать как горную породу, состоящую из мелких обломков кристаллов кальцита белого цвета). Его тонкозернистая однородного строения мажущая разновидность называется писчий мел. Подобные отложения характерны для мелового периода.

Более редкая современная белая железная руда представляет собой *аморфную разновидность сидерита*, которая встречается в торфяниках, где образует неправильные залежи массой до нескольких тысяч тонн. В свежем состоянии минерал снежно-белый, но под действием воздуха покрывается голубоватым, а затем зелено-бурым налетом; в дальнейшем, окисляясь, превращается в ноздреватый бурый железняк.

Перечислить все землистые образования невозможно, в «землистом состоянии» могут находиться практически все минералы. Достаточно указать на сульфиды железа, которые образуются на дне морей и океанов. Это «черные» минералы: *грейгит, смайтит, гидротроилит, мельниковит*; глины, в которых они залегают, также обладают черным цветом. В землистых агрегатах встречается даже кварц — *маршаллит*: землистого строения горная порода, состоящая из остроугольных зерен кварца размером 0,01—0,1 мм. От тонкокристаллических минеральных агрегатов можно проследить переходы к коллоидальным смесям и далее к стекловатым «твердым» растворам. На наших глазах создается новый раздел минералогии и петрографии, уже имеются обзорные работы [18].

Амфиболы — группа, в которой значительные колебания химического состава приводят к существенному изменению внешнего вида и физических (особенно оптических) свойств минералов. Название, предложенное Гаюи (греч. амфиболес — неясный, двойственный), отражает разнообразие химического состава и внешнего вида минералов этой группы.

По химическому составу и отчасти по структуре амфиболы сходны с пироксенами. И пироксены, и амфиболы обладают

цепочечной структурой, но в структуре амфиболов вследствие «зеркального» удвоения элементарной цепочки пироксена образовались крупных размеров ячейки, которые могут заполняться катионом только при одновременном вхождении в эту структуру дополнительного аниона: $(\text{OH})^-$, F^- или Cl^- ; поэтому структура амфиболов более «рыхлая» и отсюда у них, по сравнению с пироксенами, несколько ниже плотность и показатели преломления. Амфиболы — как показал Д. П. Григорьев еще более полувека назад — могут формироваться только в присутствии летучих компонентов. В связи с этим кристаллы амфиболов в общем более крупные, чем пироксенов — иногда до 1 м по оси z . Такие кристаллы не редкость для горнблендитов Первоуральской Магнитки на Урале.

Все амфиболы имеют совершенную спайность по ромбической призме $\{110\}$; как правило, спайные поверхности «струйчатые» (у пироксенов — зеркальные). Угол между плоскостями спайности около 60° и 120° (у пироксенов около 90°).

Цвет амфиболов зависит от содержания железа; «безжелезистые» могут быть белыми (тремолит, антофиллит), а в зависимости от сочетания Fe^{2+} и Fe^{3+} цвет может быть светло-зеленый, зеленый, темно-зеленый, буроватый. Амфиболы с высоким содержанием натрия приобретают голубую или сине-голубую окраску (глаукофан, арфведсонит). Кристаллы минералов группы амфибола всегда сильно вытянуты по оси z , а для некоторых характерны гибкие тонковолокнистые индивиды. Тонковолокнистые агрегаты получили название асбестов; наиболее распространенный из них тремолит-асбест.

Диагностику амфиболов нужно проводить обязательно под микроскопом; при этом необходимо определить плеохроизм, схему абсорбции, замерить угол погасания, что часто является решающим признаком.

Антофиллит (по цвету: лат. антофиллите — гвоздика) — кристаллизуется в ромбической сингонии, поэтому в иммерсионных препаратах наблюдается прямое или почти прямое угасание. Минерал бесцветный или светло-зеленый. Кристаллы игольчатые, часто волокнистые (антофиллит-асбест).

Тремолит (по месту находки: Тремоль — долина в Альпах) — бесцветный или белый; примесь Fe^{2+} придает зеленоватый цвет. Минерал зеленого цвета с существенным содержанием Fe^{2+} называется *актинолит*. Между ним и тремолитом нет четкой границы. Часто эти минералы образуют тонковолокнистые агрегаты (тремолит- и актинолит-асбест). Спутанно-волокнистая, скрытокристаллического строения и очень плотного сложения разновидность актинолита называется *нефрит*. Он обладает высокой вязкостью и великолепно полируется. Рассматриваемые минералы всегда встречаются в метаморфизованных породах, особенно мраморах. При гидролизе пироксенов чаще всего образуется псевдоморфоза актинолита по пироксену — уралит. Ак-

тинолит и тремолит — обычные включения в горном хрустале («волосатики»).

Роговая обманка (обыкновенная) — самый распространенный порообразующий минерал эндогенных горных пород — от гранитов до габбро, амфиболитов, зеленокаменных пород, гнейсов, амфиболовых сланцев и др. Свойства этого минерала существенно меняются, что свидетельствует об изменении состава и структуры, но выявить это простыми методами пока не удастся. Отчетливо можно различить две разновидности: зеленую и бурую роговые обманки; последнюю можно получить из зеленой путем нагревания, при этом (ОН) — заменяется O^{2-} (оксироговая обманка); при дальнейшем окислении (нагревании) минерал становится непрозрачным (опацитизация — превращение в непрозрачное вещество).

В современном понимании роговая обманка — это объединенное название сильно железистых амфиболов с натрием или без него и алюминием в позициях кремния. В ряду роговых обманок выделяют следующие минералы: паргасит, эденит, гасдингсит, чермакит.

Куммингтонит (по месторождению Камингтон, шт. Массачусетс, США). Наиболее характерны волокнистые и лучистые агрегаты в железорудных месторождениях (Кривой Рог). Цвет минерала коричневый; плеохроизм от коричневого до светло-желтого; угол угасания $10-20^\circ$.

Глаукофан (глаукофане — синий) — наиболее распространенная щелочная роговая обманка, встречающаяся только в метаморфических породах. Самый характерный признак — цвет. Под микроскопом главный признак — плеохроизм: желтоватый, фиолетово- и темно-синий; В. Н. Лодочников писал, что по этим свойствам «... вы всегда не ошибетесь, приняв роговую обманку за щелочную».

Арфведсонит (в честь швед. химика А. Арфведсона) — щелочная черного цвета роговая обманка из магматических щелочных пород — нефелиновых сиенитов и щелочных пегматитов. Черта ее синяя или темно-синяя, п. п. тр. чернеет. В иммерсии наблюдаются удлиненные иглы с сильным плеохроизмом густо-синего, фиолетового и зеленовато-желтого тонов; угасание почти прямое ($C : N_g = 80 - 90^\circ$).

Пироксены имеют более простой химический состав, по сравнению с амфиболами; это типичные высокотемпературные минералы глубинных или эффузивных горных пород, в которых образуют великолепные порфиновые выделения; в этом случае форма кристалла — главный диагностический признак; другой особенно важный признак — прямой угол между плоскостями спайности по ромбической призме. Минералы этой группы, так же как амфиболы, разделяются на моноклинные и ромбические.

Ромбические пироксены — широко распространенные минералы, особенно в основных (габбро, которое в этом случае назы-

ваются норит) и ультраосновных (перидотиты) породах; встречаются также в гранитах, которые называют чарнокиты. По составу эти пироксены близки между собой и часто они разделяются произвольно (по традиции или некоторым оптическим свойствам). Минерал с минимальным количеством железа — энстатит; с содержанием Fe_2O_3 от 5 до 14 % — *бронзит*, а с еще более высоким — *гиперстен*. Простейшими методами эти минералы отличить невозможно, нужны точные исследования оптических свойств. По словам В. Н. Лодочникова, «...энстатит в свежем состоянии должен быть в шлифе бесцветен; бронзит едва заметно окрашен, гиперстен иногда бывает заметно окрашен». Гиперстен слабо плеохроирует.

При серпентинизации оливиновых пород ромбические пироксены превращаются в антигорит, причем образуются «гомоосевые» псевдоморфозы — однородные пластинки антигорита, которые называются бастит. На этих пластинках заметен слабый золотистый отлив. Они хорошо видны на однородной поверхности серпентинита, что дает возможность определить серпентинизированную энстатит-оливиновую породу — гарцбургит.

Моноклинные пироксены — более распространенная, чем ромбические, группа. Это силикаты Mg, Fe и Ca; отличаются переменным составом и очень сходными свойствами. Точные определения пока основаны на оптических исследованиях и принадлежат петрографам, в минералогии эта группа является своего рода «пасынком». В *диопсиде* Mg^{2+} может замещаться Fe^{2+} в любых отношениях; при полном замещении возникает известково-железистый минерал — геденбергит; промежуточный по составу пироксен — салит. Выделяются следующие разновидности: байкалит — описаны крупные хорошо ограненные кристаллы из Слюдянки; лавровит — диопсид из этого же месторождения, содержащий ванадий.

Наиболее крупные кристаллы диопсида формируются в контактово-метасоматических месторождениях (г. Высокая и Лебяжинский рудник в Нижнем Тагиле). «Стандартный» диопсид — бесцветный, кристаллы короткостолбчатые; в иммерсионных препаратах можно заметить спайность по двум направлениям под прямым углом.

Геденбергит обладает слабым плеохроизмом в зеленых тонах, хотя его кристаллы макроскопически черно-зеленые; сплавляется в магнитный шарик.

Авгит существенно отличается от диопсида повышенным содержанием алюминия, оксидов железа и натрия. Разновидность авгита и отчасти диопсида с исключительно четкой отдельностью по {100}, на плоскостях которой виден «особый металлический отлив», называется диаллаг; его цвет бурый, серый или зеленый. Август — распространенный порообразующий минерал, возникает при высоких температурах из «сухих» расплавов: расплав роговой обманки при кристаллизации дает

авгит. В результате гидролиза превращается в уралит. Наиболее важные горные породы, содержащие пироксены: пироксениты, габбро, перидотиты, всевозможные вулканические породы.

Эгирин — наиболее распространенный минерал щелочных горных пород. Образует крупные плоскопризматические, сплюснутые по {100} кристаллы, а также призматические игольчатые и звездчатые агрегаты. П. п. тр. чернеет, легко плавится; сплав — магнитен. В иммерсии сильно плеохроичен: от зеленовато-желтого до зеленого; угол угасания почти прямой ($4-10^\circ$). Замещается биотитом, хлоритом, гематитом и лимонитом. Образует изоморфные смеси с ромбическими пироксенами: с авгитом такая смесь называется эгирин-авгит; с диопсидом — эгирин-диопсид. Все эти промежуточные по составу минералы определяются точными методами исследования.

Сподумен — характерный минерал гранитных пегматитов. Кристаллы крупные, плоскопризматические. Окрашенные разности: изумрудно-зеленый — *гидденит*, содержит Sr; фиолетовый или розовый — *кунцит*, содержит повышенное количество Mn. Прозрачные разности кунцита и гидденита — драгоценные камни. Сподумен при температуре около 1000°C испытывает полиморфное превращение и рассыпается в порошок.

Жадеит — волокнистый или спутанно-волокнистый, иногда пластинчатые агрегаты. Минерал окрашенный, отмечается слабый плеохроизм желтовато-зеленого цвета; легко плавится (пламя Na); вязкий, сходен с нефритом. Встречается в метаморфических породах, в том числе среди серпентинитов «в жилородных телах» совместно с альбитом, актинолитом и глаукофаном. Плотные разности используются как поделочный камень наравне с нефритом.

Карбонаты. В природе — это соли угольной кислоты H_2CO_3 : средние (нормальные) — кальцит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$; кислые — калицинит $\text{K}[\text{HCO}_3]$; основные — малахит $\text{Cu}[\text{CO}_3] \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$; двойные — доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$; смешанные — бастнезит $\text{Ce}[\text{CO}_3]\text{F}$. Эта кислота крайне неустойчива при нормальных давлении и температуре; стабильность ее повышается с увеличением давления и понижением температуры. Соли угольной кислоты ведут себя так же, их прочность тоже увеличивается с повышением давления и понижением температуры. В природе наиболее устойчивы соли преимущественно щелочноземельных металлов; их общая формула MeCO_3 , где Me—Mg, Ca, Sr, Ba, а также Zn, Pb, Fe, Co, Cd, Mn — все двухвалентные металлы. В воде эти соли труднорастворимы, но бикарбонаты (или, как их в настоящее время называют, гидрокарбонаты) $\text{Me}[\text{HCO}_3]_2$ растворяются довольно хорошо. В природе этот процесс осуществляется таким образом: $\text{MeCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Me}[\text{HCO}_3]_2$. Эта реакция идет слева направо при повышении температуры и понижении давления. Направление реакции меняется при понижении температуры и повышении давления. Растворенные в воде гидро-

карбонаты при кипячении раствора выпадают в осадок в виде нормальных солей. В кислотах растворяются все карбонаты, но с различной интенсивностью, легче всех — кальцит CaCO_3 (растворяется в уксусной кислоте), труднее — BaCO_3 (в HCl нерастворим даже при нагревании).

Карбонаты — многочисленная группа минералов; А. А. Годовиков отмечает 120 минеральных видов. Это минералы преимущественно верхних горизонтов литосферы, где сосредоточена главная масса углерода — в этих условиях CO_2 «вытесняет» SiO_2 . Наиболее широко распространены карбонаты щелочноземельных металлов, среди которых выделяется два ряда: тригональные и ромбические. Если основные металлы (катионы), входящие в состав карбонатов, разместить в ряд по возрастанию ионного радиуса (по А. Г. Бетехтину), то получим естественное разделение на тригональные и ромбические карбонаты:

Катион	Mg^{2+}	Co^{2+}	Zn^{2+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Ca^{2+}
Ионный радиус, нм	0,075	0,077	0,079	0,079	0,091	0,101
Карбонаты	Тригональные					
Катион	Sr^{2+}		Pb^{2+}		Ba^{2+}	
Ионный радиус, нм	0,127		0,132		0,136	
Карбонаты	Ромбические					

Все тригональные карбонаты образуют практически непрерывные ряды изоморфных смесей, которые имеют свои названия. Эти же элементы с карбонатами ромбического ряда образуют двойные соли, например, анкерит $\text{CaFe}[\text{CO}_3]_2$, норсетит $\text{BaMg}[\text{CO}_3]_2$.

Карбонаты тригональной сингонии имеют совершенную спайность по основному ромбоэдру; в относительно крупных зернах (от 0,1 до 1 мм) в «иммерсии» наблюдаются основные ромбоэдры $\{10\bar{1}1\}$. Ромбические карбонаты спайностью не обладают; их излом — раковистый.

В прозрачных карбонатах невооруженным глазом видно двойное лучепреломление (очень высокое); для карбонатов характерна относительно низкая твердость (нож оставляет глубокую царапину); они не плавятся, но при нагревании разлагаются: $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$ (белый остаток CaO — негашеная известь); дают щелочную реакцию; минералы, содержащие Mn и Fe , после прокаливания оставляют черный сильно или слабо магнитный шлак.

Наиболее важные карбонаты тригонального ряда следующие.

Магнезит — самый прочный карбонат этой группы — его твердость 4—4,5; в разбавленной HCl при комнатной температуре не растворяется; черта слабо вскипает в концентрированной HCl ; после прокаливания реакция на Mg с $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$. Кроме

крупнокристаллического магнезита известен плотный тонкокристаллический (несколько напоминает слоновую кость) — продукт выветривания; в этой разновидности магнезита спайности не видно, излом раковистый, поверхность матовая.

Крупнокристаллический магнезит встречается в виде пластов («магнезитовый мрамор»), а тонкокристаллический развит в коре выветривания серпентинитов.

Кальцит (кальцис — известковый камень) — один из наиболее распространенных минералов, имеет многочисленные разновидности: известковый шпат — спайные замутненные обломки; исландский шпат — прозрачный кальцит, пригодный для оптических изделий; пушечный шпат — длиннопризматические кристаллы; бумажный шпат — тонкопластинчатые агрегаты; фонтенабельский песчаник — пойкилитовой структуры кристаллы в форме основного ромбоэдра; атласный шпат — агрегаты параллельно-волокнистого строения. Из многочисленных кальцитсодержащих горных пород отметим только некоторые: мрамор (выделяются многие разновидности), известняк, мел, мергель, икряной, гороховый или пизолитовый камень — оолитового строения известняк, антраконит — содержит смолы и др.

Самые характерные признаки кальцита: спайность по ромбоэдру; полисинтетические двойники на спайных плоскостях в зернах, испытавших механические деформации; низкая твердость — 3; легко растворяется в кислотах, кроме H_2SO_4 (образуется гипс). Внешне трудно отличить от доломита и магнезита. Черта кальцита — белая, вскипает в HCl .

Доломит по свойствам занимает промежуточное положение между магнезитом и кальцитом. Простейший признак диагностики — наличие в деформированных кристаллах двойниковой штриховки, отличной от двойников в кальците (см. рис. 59). Для предварительных массовых определений можно приготовить водный раствор соляной или уксусной кислоты, в которой зерно кальцита вскипает, а доломит не растворяется.

Для различия кальцита, доломита и магнезита можно пользоваться реакциями окрашивания. Суть метода сводится к тому, что берут соли сильных кислот и слабых оснований. Водные растворы этих солей гидролизваны; кальцит (как минерал с минимальной прочностью) растворяется, на его поверхности оседает гидроксид основания, окрашивая поверхность корродированного минерала. Самый простой и доступный реактив — хлорное железо $FeCl_3$. В 10 %-ном растворе этого реактива в первую очередь реагирует кальцит — как наиболее химически активный минерал. В результате на поверхности кальцита образуется придающая ей бурый цвет пленка $Fe(OH)_3$. Реакцию осуществляют следующим образом: порошок испытуемых минералов крупностью 0,2—0,3 мм промывают дистиллированной водой, сливают воду и заливают раствором реактива примерно на 40—60 с, после чего реактив сливается, порошок вновь про-

мывается водой и высушивается. В результате этой операции кальцит окрашивается в бурый цвет, а доломит и магнезит остаются неокрашенными, что позволяет численно определить содержание кальцита. Если из этой смеси отобрать белые зерна (доломит и магнезит), то приблизительно можно установить количество магнезита путем растворения доломита в разбавленной кислоте.

Реакция окрашивания имеет большее значение для выяснения взаимоотношений доломита и кальцита в массивном образце минерала. Дело в том, что мрамор под влиянием магнийсодержащих растворов превращается в доломит (доломитизация мрамора), но известен и обратный процесс — раздоломитивание, превращение доломита в кальцит. Взаимоотношения этих минералов определяют на тонко шлифованных поверхностях (можно и полированных). Для этого образец погружают полированной поверхностью вниз в 10 %-ный раствор FeCl_3 . Через 1 мин. реактив смывают водой и образец высушивают на воздухе. Все зерна кальцита будут покрыты бурым налетом, зерна доломита останутся белыми. Так легко обнаруживается существенная доломитизация мрамора из Каркодинского месторождения (район г. Уфаля), обуславливающая повышенную прочность камня. Мрамор из месторождения вблизи деревни Мраморской состоит из одного кальцита, он еще и крупнозернистый, с чем связана его пониженная прочность.

При рассмотрении травленных поверхностей в отраженном свете зерна кальцита кажутся матовыми, а доломита и других карбонатов — блестят.

Анкерит обладает свойствами, характерными для карбонатов, но высокое содержание Fe обуславливает несколько повышенный показатель преломления ($N_e = 1,547$; $N_o = 1,749$), что можно определить только при точном исследовании. Более характерные признаки: растворяется с шипением без подогревания; в растворе реакция на Са; п. п. тр. чернеет, порошок магнитен. Е. К. Лазаренко приводит пленочную реакцию для этого минерала: анкерит, смоченный холодным 1 %-ным раствором $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ («красная кровяная соль»), подкисленной несколькими каплями HCl , покрывается светло-синей пленкой. Очевидно, эту пленку можно получить на всех карбонатах, содержащих Fe^{2+} .

Встречается анкерит в рудных сульфидных жилах и месторождениях сидерита.

Сидерит имеет весьма разнообразную окраску, зависящую от степени окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} . Если железо только двухвалентное (что наблюдается очень редко), то минерал бесцветный, прозрачный, как кальцит; но часть атомов железа почти всегда в той или иной степени окислена, и цвет в этом случае от желтовато-белого до темно-бурого. Типичны зернистые агрегаты, конкреции (сферосидерит), оолитовые, натечные выделе-

ния. В структуре этого минерала Fe^{2+} изоморфно замещается Mg, что снижает качество железной руды (в свою очередь, Fe^{2+} в магнезите может исключить применение минерала в производстве огнеупоров).

Капля HCl на светлой поверхности сидерита через 1—3 мин. окрашивается в желтоватый цвет; после ее снятия на сидерите остается буроватый след. Черта сидерита — белая, вскипает в концентрированной HCl, при прокаливании чернеет и проявляет магнитные свойства.

В природе это широко распространённый минерал, он встречается в осадочных лимонитовых рудах, жилах; особенно крупные его скопления в виде пластообразных залежей отмечаются среди метаморфических пород (например на Бакале, Урал). Верхние горизонты этих залежей превращены в лимонит, при этом из рудной массы вынесены Mg, S, P и другие «вредные» примеси к железной руде.

Родохрозит (родон — роза, хрос — цвет; марганцовый шпат) в чистом виде — прозрачный розового цвета минерал — такая же редкость, как исландский шпат; большей частью это серый, желтовато-серый агрегат, сходный с известняком. Главное отличие в том, что родохрозит вблизи дневной поверхности всегда в той или иной степени окислен; конечная форма окисления — черные гидроксиды марганца, начальная — бурые налеты различной толщины (возможно — курганит). Черта (неокисленного минерала) — белая, вскипает в HCl, чернеет при нагревании.

Развит в рудных жилах, в залежах орлеца среди вулканогенно-осадочных пород (как правило, чем меньше родонита в орлеце, тем больше родохрозита). Родохрозит быстрее окисляется по сравнению с родонитом, поэтому изделия из орлеца с высоким содержанием родохрозита быстро теряют товарный вид.

Олигонит — минерал, представляющий собой изоморфную смесь $FeCO_3$ и $MnCO_3$, имеет свойства, промежуточные между сидеритом и родохрозитом. Определяется по оптическим свойствам и четкой реакции на Fe и Mn. Наблюдается олигонит (Mn, Fe) $[CO_3]$ в жилах с сульфидной минерализацией и в залежах родохрозита.

Смитсонит (в честь англ. химика Дж. Смитсона) — наиболее прочный карбонат тригонального ряда, но сравнительно легко растворяется в HCl; при диагностике обязательна реакция на Zn. Встречается в «железной шляпе» свинцово-цинковых месторождений. Внешний вид крайне невыразительный: зернистые, натечные, гроздевидные, корки, землястые выделения; относительно высокий показатель преломления.

Минерал промежуточного состава — (Zn, Fe) $[CO_3]$ *монгеймит* (изоморфная смесь сидерита и смитсонита) обладает «промежуточными» свойствами между сидеритом и смитсонитом. Образуется в относительно «бедной» кислородом среде (же-

лезо — двухвалентное), в нижних горизонтах зоны окисления сульфидных руд.

Карбонаты ромбического ряда — минералы более редкие и количество их незначительное. Арагонит — наиболее распространенный среди них, во многом сходен с кальцитом, но не имеет такой спайности, как кальцит; несколько выше его твердость, медленнее растворяется в кислотах. Наиболее надежным является испытание в водном растворе $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ — реакция Мейгена: зерна арагонита при кипячении в таком растворе окрашиваются в фиолетовый цвет; в этих же условиях кальцит остается белым. Агрегаты арагонита: шестоватые, радиально-лучистые (в трещинах серпентинитов), зернистые, натечные, в том числе в жеодах лимонита; редко находят ветвистые агрегаты белого цвета — железные цветы, а также оолиты, корки, натечи. Многие раковины состоят из арагонита (конхита) или имеют внутренний перламутровый слой; из него же образуется и жемчуг.

Стронцианит — облик кристаллов призматический; вследствие равномерного развития граней $\{110\}$ и $\{100\}$ их огранение напоминает гексагональную призму. П. п. тр. с трудом сплавляется только по краям, причем вздувается наподобие цветной капусты, сильно светится и окрашивает пламя в красный цвет. Легко растворяется в кислотах; если минерал растворить в HCl , выпарить растворитель, а остаток облить спиртом, то спирт сгорает карминово-красным пламенем (пламя Sr). Встречается в рудных жилах, часто замещая целестин.

Витерит — кристаллы бипирамидального облика, псевдогексагонального огранения. Минерал сходен со стронцианитом. П. п. тр. сплавляется в прозрачное стекло, окрашивая пламя в желтовато-зеленый цвет (пламя Ba). В кислотах, кроме H_2SO_4 , растворяется с шипением. В аналитической химии рекомендуется следующее отличие ионов Ba^{2+} и Sr^{2+} с помощью K_2CrO_4 . Этот реактив с ионами Ba^{2+} и Sr^{2+} дает желтый кристаллический осадок BaCrO_4 и SrCrO_4 . Тот и другой растворяется в HCl и HNO_3 , но SrCrO_4 растворим также в уксусной кислоте — в отличие от BaCrO_4 . Витерит распространен в рудных баритовых или карбонатных жилах, свинцово-цинковых сульфидных месторождениях.

Церуссит — резко выделяется среди карбонатов алмазным блеском, что обусловлено высокими показателем преломления (2,76) и плотностью (6,5 г/см³). Характерный минерал зоны выветривания месторождений галенита. При изучении последних рекомендуется промывать элювиальный «материал» (отмыть от глины) и исследовать прозрачные белые или окрашенные минералы. В этом шликсе могут быть церуссит, англезит, фосгенит и гидроцеруссит; таким образом глина окажется рудой на свинец. Все эти вторичные минералы очень сходны между собой. Свинец в них можно определить по черте: она

бесцветная, при растирании с KI и прибавлении воды выпадает обильный золотисто-желтый осадок PbI_2 . Черта карбонатов растворяется с вскипанием (черта англезита не растворяется); все эти минералы в закрытой трубке разлагаются, остаток имеет желтый цвет PbO , а гидроцеруссит дает возгон воды.

Малахит (мальва — зеленый цвет). Кристаллы встречаются редко. Различают две основные разновидности этого минерала: агрегаты землистого строения — медная зелень и собственно малахит — гроздевидные, концентрически-скорлуповатые сталактиты и типичные «капельники» или радиально-лучистые агрегаты. Цвет малахита зависит от величины кристаллов: крупные кристаллы имеют темно-изумрудный цвет, а агрегаты — шелковистый блеск (уральские камнерезы эту разновидность называли «плисовой»). Другая разновидность «капельников» состоит из микроскопических кристаллов малахита, которые образуют замысловатые «скорлуповатые» рисунки в натечном агрегате, цвет его, по А. Е. Ферсману, «...зеленого тона, отличающимся разнообразием оттенков и своеобразием рисунка, придающим малахиту особую красоту». Эта разновидность называется «бирюзовой»; она ценилась в несколько раз дороже «плисовой». Различная окраска обусловлена тем, что тонкий порошок малахита имеет почти белый цвет. Если в агрегате будут чередоваться полоски минерала различной крупности — возникнет неравномерная окраска — от почти белой до «бирюзовой» и темно-зеленой.

Медная зелень образуется в результате взаимодействия водного раствора $CuSO_4$ с карбонатами Ca , а бирюзовый малахит выпадает из водных растворов, содержащих $Cu(HCO_3)_2$.

Карбонаты меди определяются легко: характерный цвет, почти белая черта, при нагревании чернеют, вскипают в 5 %-ном растворе HCl , от аммиака раствор синее; кроме того, очень характерное окрашивание пламени.

Бирюзовый малахит формируется в сульфидных месторождениях меди, где подстилающие породы рудной залежи — карбонаты. В этом случае при окислении сульфидов почти вся медь остается в зоне «железной шляпы», позднее нисходящими растворами в виде бикарбоната переносится в трещины и пустоты подстилающей толщи.

Азурит также встречается в виде порошковатых выделений (медная зелень) и кристаллических агрегатов. Этот минерал всегда обладает лазорево- или темно-синим цветом, черта всегда голубая, при нагревании чернеет, такая же, как для малахита, реакция на Cu .

Малахит и азурит замещают друг друга в зависимости от влажности среды, при избытке H_2O устойчив малахит. Нередко малахит замещают хризоколлы и фосфаты меди.

Минералы группы эпидота имеют сложные структурные формулы, которые не отражают геологические условия их обра-

зования. Значительное преимущество в этом отношении имеют эмпирические формулы В. И. Вернадского — они довольно точно передают качественный состав минералов и показывают их связь с плагиоклазами. Суть сводится к тому, что в молекуле анортита добавляется «продукт присоединения» — $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Таким образом, состав минералов представляют формулы: $3\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$ (цоизит и клиноцоизит); $3\text{Ca}[\text{Al}, \text{Fe}]_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$ (эпидот). К этой группе близок ортит, но он содержит около 20 % оксидов лантаноидов и заметное количество иттрия и тория.

Цоизит ромбической сингонии и *клиноцоизит* моноклинной сингонии — обычные минералы метаморфических пород; как правило, замещают основные плагиоклазы, образуя по ним псевдоморфозы — сосюрит. Определяются по оптическим свойствам. Цоизит развит повсеместно, где имеются метаморфизованные плагиоклазсодержащие горные породы. Тулит (марганецсодержащий цоизит) в значительном количестве встречается в Первоуральской Магнитке; он обладает плеохроизмом желтого и розового цвета. Клиноцоизит отличается от цоизита только по оптическим свойствам, его удлиненным кристаллам присуще косое угасание.

Эпидот наиболее распространенный минерал из этой группы. Известны все переходные разности от клиноцоизита к эпидоту, но все же эпидот обладает более яркой окраской и повышенным двойным лучепреломлением. Марганецсодержащий эпидот — пьемонтит — окрашен в малиновый и желтовато-малиновый цвет. В отличие от цоизитов, эпидоты слагают метаморфические горные породы — эпидозиты, в которых кроме эпидота находятся кварц, хлорит, актинолит. В контактах карбонатных пород с гранитоидами формируются эпидотового или эпидот-гранатового состава скарны, обычно сопровождающие магнетитовые месторождения. Редкоземельный эпидот — иттроэпидот — черного цвета минерал, описанный Д. А. Минеевым из пегматитовых жил Слюдорудника на Урале.

В метаморфических породах габбрового или амфиболитового состава почти всегда находятся кварцевые жилы с кристаллами эпидота, актинолита; часто это «сухие трещины» — жилы альпийского типа, содержащие великолепные друзы кристаллов эпидота. Такие трещины наблюдаются в эпидотовых скарнах, где вместе с эпидотом встречаются гранаты ряда андрадит — гроссуляр, магнетит, апатит, титанит, минералы группы тремолита.

Эпидот по внешнему виду трудно отличить от актинолита и везувиана, если нет отчетливых кристаллов. Под микроскопом это очень простая операция: у везувиана нет спайности, а у актинолита спайность по двум направлениям под углом почти 120° . Если смотреть на ясное небо через спайные пластинки, полученные из густоокрашенных эпидотов, можно наблю-

дать напоминающие интерференционные фигуры, которые называют поляризационными пучками или эпоптическими.

Ортит (назван за прямолинейную форму) — исключительно важный акцессорный второстепенный минерал, преимущественно горных пород гранитного состава. Большей частью слагает микроскопические выделения. Только на Урале в пегматитовых жилах Ильменских гор отмечаются крупные индивиды (массой в несколько килограммов). Ортит всегда радиоактивен (Th), находится в метамиктном состоянии, а если образцы происходят из зоны выветривания, то вокруг его выделений развиты красновато-бурые ореолы гидроксидов редких земель. Вокруг зерен ортита в темноцветных минералах (например, в биотите) всегда наблюдаются плеохроичные дворики; в относительно молодых породах дворики имеют концентрическое строение (напоминая кольца Лизеганга), а в породах палеозойского и более древнего возраста строение ореолов «непрерывное» — самая темная часть (около радиоактивного минерала) постепенно светлеет к периферии.

Крупные выделения ортита почти черные или смоляно-черные; черта — серая; блеск — стеклянный или «смолистый», излом раковистый, но чаще неровный.

При диагностике следует определить поведение в закрытой трубке — происходит растрескивание ортита и возгон воды; растворяется в HCl с выделением студенистого SiO₂; радиоактивен и обладает сравнительно невысокой плотностью; очень хрупок, в протолочках превращается в пыль; при выветривании россыпей не образует.

Выделяют следующие разновидности: иттроортит — содержит до 8 % Y₂O₃; муромонит — около 4 % BeO; багратионит — безводный ортит из Ахматовской копи в Назямских горах. Ортит с повышенным содержанием Mn — манганортит и с высоким содержанием Fe — нагателит. Близки к ортиту чевкинит, церит и еще ряд минералов, которые при «рядовых» исследованиях определить точно невозможно.

* *
*

Учения о полезных ископаемых, о рудах, о технологии их обогащения «...должны, — как считал В. И. Вернадский, — вестись на минералогической основе». В любом случае исследование начинается с определения минерала. Поэтому в конце книги позволим себе еще раз подчеркнуть, что «первою задачей минералогии по-прежнему является распознавание минералов» (В. И. Вернадский). Решению этой задачи в какой-то степени способствует данное справочное руководство, основу которого составляют диагностические константы почти 600 минеральных видов, расположенных по определенной схеме.

Учитывая исключительную важность и надежность морфологии минеральных индивидов в диагностических целях, для 200 минералов дается подробная кристалломорфологическая характеристика, сопровождаемая чертежами кристаллов.

Авторы хорошо представляют себе, насколько бывает трудна диагностика и познание минерала и для тех, кто еще в недостаточной степени обладает опытом и необходимыми навыками в работе. В связи с этим в справочнике специально увеличен объем минералого-геохимических сведений и дан ряд практических советов по определению наиболее важных минералов. Все это позволит полнее познать исследуемый минерал.

Искусство диагноза — это ценное качество исследователя; определив и познав минерал, он получает большое удовольствие и ради достижения успеха нежалеет затратить большой труд.

В минералогии, как и в медицине, «...искусство диагноза — это талант, помноженный на опыт». Этими прекрасными словами Н. П. Бехтеревой мы и закончим руководство по определению минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р.* Минералогия.— М.: Мир, 1987.
2. *Бетехтин А. Г.* Минералогия.— М.: Гос. изд. геол. лит., 1950.
3. *Бокий Г. Б.* Кристаллохимия.— М.: Наука, 1971.
4. *Булах А. Г.* Минералогия с основами кристаллографии.— М.: Недра, 1989.
5. *Годовиков А. А.* Минералогия.— М.: Недра, 1983.
6. *Григорьев Д. П.* Онтогенез минералов.— Львов: изд. ЛГУ, 1961.
7. *Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Фрондель К.* Система минералогии. Минералы кремнезема.— М.: Мир, 1966.
8. *Лазаренко Е. К.* Курс минералогии.— М.: Высшая школа, 1971.
9. *Миловский А. В., Кононов О. В.* Минералогия.— М.: изд. МГУ, 1982.
10. *Минералы*/Под ред. Ф. В. Чухрова, Э. М. Бонштедт-Куплетской. Т. I—III.— М.: Наука, 1960—1981.
11. *Минералогическая энциклопедия*/Под ред. К. Фрея.— Л.: Недра, 1985.
12. *Минералогические таблицы*/Под ред. Е. И. Семенова.— М.: Недра, 1981.
13. *Система минералогии*/Дж. Д. Дэна, Э. С. Дэна, И. Пэлач и др. Т. I—II.— М.: Иностр. лит., 1950—1954.
14. *Солодова Ю. П., Андреев Э. Д., Грандичкова Б. Г.* Определение ювелирных и поделочных камней.— М.: Недра, 1985.
15. *Фекличев В. Г.* Диагностические константы минералов.— М.: Недра, 1989.
16. *Флейшер М., Уилкокс Р., Матцко Дж.* Микроскопическое определение прозрачных минералов.— Л.: Недра, 1987.
17. *Чуева М. Н.* К методике определения минералов по черте и химическим реакциям//Зап. Ленинград. горн. ин-та.— Т. XXX.— Вып. 2.— 1955.— С. 221—233.
18. *Чухров Ф. В.* Коллонды в земной коре.— М.: изд. АН СССР, 1955.
19. *Шафрановский И. И., Алявдин В. Ф.* Краткий курс кристаллографии.— М.: Высшая школа, 1984.
20. *Яхонтова Л. К., Грудев А. П.* Минералогия окисленных руд.— М.: Недра, 1987.

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

- Авгит 362
Агальматолит 330
Агат 314
Адамин 390
Адуляр 298
Азурит 398
Айкинит 210
Акантит 222
Аквамарин 320
Акерманит 340
Акмит 364
Аксинита гр. 376
Актинолит 356
Актинолит-асбест 356
Алабандин 222
Алебастр 302
Александрит 390
Аллофан 262
Алмаз 276
Алтаит 232
Алунит 332
Алуноген 280
Альбит 300
Альгодонит 224
Альмандин 268
Алюмогематит 236
Алюминит 280
Амазонит 298
Амарантит 338
Амблигонит 332
Амезит 322, 336
Аметист 312
Аммониярозит 396
Амфиболов гр. 354
Анальцим 262
Анапаит 344
Анагаз 414
Ангидрит 336
Англезит 400
Андалузит 348
Андезин 300
Андрадит 270
Анкерит 366
Аннабергит 378
Аннит 318
Анортит 300
Антигорит 310
Антимонит 204
Антлерит 394
Антофиллит 354
Антофиллит-асбест 354
Апатит 344
Апофиллит 304
Арагонит 368
Аргентит 222
Арканзит 418
Арсенолит 274
Арсеиоприит 202
Арсеносульванит 220
Артинит 314
Арфведсонит 358
Асболан 240
Астраханит 284
Астрофиллит 386
Атакамит 400
Аугелит 324
Аурипигмент 418
Аурихальцит 388
Ахроит 350
Ашарит 354

Бавенит 328
Бадделеит 410
Баддингтонит 298
Баллас 276
Барит 342
Бастит 310
Барилит 380
Бастнезит 396
Бейделлит 306
Бёмит 370

Бенитоит 394
 Берилл 320
 Берлинит 302
 Бертрандит 334
 Бертьерит 208
 Бетафит 250
 Бетехтинит 220
 Биндгеймит 274
 Биотит 318
 Бирюза 370
 Бисмит 414
 Бисмутит 408
 Битовинит 300
 Бишофит 296
 Бойленит 306
 Борацит 376
 Бонаттит 338
 Борнит 212
 Борт 276
 Ботриоген 326
 Бравонит 214
 Браннерит 252
 Браунит 240
 Брегерит 256
 Брейнерит 364
 Брейтгауптит 228
 Бромаргирит 276
 Бромеллит 388
 Бронзит 360
 Брошантит 394
 Брукит 418
 Брукиит 222, 276
 Брусит 326
 Брушит 312
 Буланжерит 206
 Бура 282
 Бурионит 206
 Бурый железняк 232
 Буссенготтит 286
 Бустамит 386
 Бюргерит 352

Вавеллит 312
 Вад 240
 Валентинит 412
 Валлерит 210

Ванадинит 414
 Варисцит 322
 Везувиан 380
 Вермикулит 310
 Вертушковит 314
 Вивианит 342
 Виллемит 384
 Виллиомит 258
 Вилуит 380
 Виоларит 214
 Виридин 348
 Висмут 228
 Висмутин 210
 Витерит 368
 Виттихенит 208
 Вишневит 286
 Вокелеит 410
 Волкоискоит 294
 Волластонит 340
 Вольфрамит 238
 Воробьевит 320
 Вульфенит 412
 Вюртцит 224

Гагаринит 282
 Гадолинит 248
 Галенит 220
 Галенобисмутит 210
 Галит 266
 Галлит 218
 Галлуазит 304
 Галотрихит 284
 Ганингит 340
 Ганит 272
 Гармотом 290
 Гастингсит 356
 Гауерит 222
 Гаусманит 240
 Гаюин 264
 Гвадаркацарит 222
 Геденберgit 362
 Гейландит 288
 Гелеит 340
 Гельвин 270
 Гематит 236
 Гемиморфит 346
 Гентгельвин 272

Гердерит 342
Германит 220
Герсдорфит 202
Герцинит 234
Гессит 232
Гетеролит 234
Гётит 232, 412
Гиалит 260
Гиббсит 328
Гидденит 360
Гидраргиллит 328
Гидроборацит 324
Гидрогётит 232, 412
Гидрогроссуляр 268
Гидроксилапофиллит 304
Гидромагнезит 308
Гидросодалит 262
Гидроталькит 292
Гидроцеруссит 408
Гидроцинкит 388
Гиперстен 360
Гипс 302
Главколит 306
Глауберит 306
Глаукодот 202
Глауконит 334
Глаукофаи 358
Глет 416
Глюцин 324
Гмелинит 286
Годовиковит 304
Горная кожа 292
Горный хрусталь 312
Госларит 282
Гранатов гр. 268
Графит 242
Грейгит 212
Гриноцит 414
Гроссуляр 268
Гудмунгит 208
Гумит 368
Гюбнерит 238, 412
Гюмбелит 316

Давсонит 330
Данаит 202
Даналит 272

Данбурит 346
Датолит 376
Дашкесанит 356
Деклуазит 412
Делафоссит 246
Демантоид 270
Десмин 288
Дестинезит 372
Джемсонит 206
Диадохит 372
Диаллаг 362
Диаспор 388
Дигенит 218
Дизаналит 254
Диопсид 362
Дмиштейнбергит 300
Диоптаз 378
Дискразит 228
Дистен 386
Доломит 364
Домейкит 224
Дравит 350
Дурангит 374
Дюмортьерит 378

Еремеевит 348

Жадеит 360
Жедрит 354
Железо 244
Жировик 330
Жисмондин 292
Жозеит А 208
Жозеит В 208

Зелигманнит 200
Зигенит 216
Золото 244
Зуннит 268

Изумруд 320
Ильваит 402
Ильмениит 236
Ильменорутил 236

Индерборит 302
Индерит 294
Инноит 294
Иидиголит 350
Иорданит 200
Иордизит 220
Исландский шпат 364
Иттротангалит 252
Иттроэпидот 382

Казолит 402
Каннит 294
Каламин 346
Кальцит 364
Канасит 308
Каикриинт 296
Каолинит 320
Карбонадо 276
Карбонатов гр. 364
Карналлит 284
Карнотит 404
Кароббиит 258
Касситерит 408
Каулсит 290
Кварц 312
Кеммерерит 322
Кераргирит 274
Кермезит 416
Кернит 284
Кёстерит 212
Кианит 386
Кизерит 328
Киноварь 420
Кировит 284
Клаусталит 230
Клевейт 256
Клейофан 222, 276
Клиногумит 368
Клинопирротин 214
Клиноптилолит 286
Клинохлор 322
Клиноцоизит 382
Клокманнит 230
Кнебелит 398
Кнопит 254
Кобальтин 202
Ковеллин 218

Козалит 210
Кокимбит 314
Колеманит 336
Коллофан 344
Колумбит 238
Конгсбергит 244
Копиапита гр. 324
Копиапит 324
Кордиерит 308
Коринит 202
Корнелит 348
Корнерупин 372
Корунд 392
Кочубейт 322
Коффинит 386
Крандаллит 342
Кремень 314
Криолит 258
Криолитионит 258
Кристобалит 262
Крокоит 416
Кронштедтит 322
Ксенотим 396
Ксонотлит 332
Кубанит 212
Куммингтонит 358
Кунцит 360
Куперит 224
Куплетский 386
Куприт 278
Купрокопиапит 326
Купроскладовский 370
Купрошеелит 402
Купферит 356
Курнаковит 302
Куспидин 334
Кюрит 410
Кюстелит 244

Лабрадор 300
Лавровит 362
Лавсонит 374
Лазулит 352
Лазурит 264
Лампрофиллит 392
Лангбейнит 266
Лантаниит 336

Ларнит 386
Лаурит 224
Лейхтенбергит 322
Лейцит 264
Леонгардит 290
Лепидокрокит 232
Лепидолит 316
Лептохлориты 368
Леллингит 226
Лешательерит 262
Либетенит 392
Лиддикоатит 350
Лизардит 310
Лимонит 232
Линарит 398
Линнеит 218
Литаргит 416
Ловчоррит 370
Ломонит 290
Лопарит 254
Луешит 254
Лунный камень 298
Людвигит 404
Люсакит 390
Люцонит 200

Маггемит 236
Магнезиокопаптит 326
Магнезиоферрит 234
Магнезиохромит 236
Магнезит 364
Магнетит 234
Малакон 404
Малахит 402
Мальдоит 228
Манганит 240
Мансфилдит 352
Манганортит 382
Маргарит 354
Мариялит 306
Мариньякит 250
Марказит 216
Марматит 222, 276
Мартит 236
Маршалит 312
Маршит 276
Масканьит 302

Массикот 416
Медь 242
Мезолит 290
Мейоит 306
Меланит 270
Мелантерит 284
Мелилит 340
Мельниковит 216
Мервинит 384
Месселит 372
Метаварисцит 328
Метациннабарит 222
Миаргирит 204
Микроклин 298
Микролит 250
Миллерит 216
Миметезит 408
Миниюлит 328
Мирабилит 278
Мозандрит 370
Молибденит 220
Монацит 400
Монтебразит 334
Монтичеллит 370
Монтмориллонит 294
Моренозит 284
Морион 312
Морит 286
Мрамор 364
Мраморный оникс 364
Муассанит 416
Мурманит 388
Мусковит 316
Мушкетовит 234
Мышьяк 224

Нантокиит 274
Настуран 256
Натроалунит 332
Натролит 288
Натрон 278
Натроярозит 396
Нахколит 328
Нашатырь 264
Невьянский 246
Немалит 326
Непуит 348
Нефелин 304

Нефрит 356
Нивенит 256
Нигрин 418
Никелин 226
Нитраммит 348
Нитрокалит 292
Нитроатрит 330
Нозеан 264
Нонтроинт 320
Норбергит 330
Ньюбернит 304

Обручевит 250
Оксониоалунит 332
Оливенит 398
Оливин 380
Олигоклаз 300
Олово 242
Омфацит 362
Онофрит 222
Опал 260
Ортит 248
Ортоклаз 298
Ортохлориты 322
Отенит 326
Оттрелит 384
Офит 310
Охра 232

Пальгорскит 292
Пандермит 332
Парагонит 318
Парамелаконит 246
Паратенорит 246
Паргасит 356
Паризит 390
Пектолит 346
Пеннин 322
Пентландит 212
Периклаз 272
Перовскит 254
Петалит 294
Пизанит 284
Пиккерингит 282
Пикрольменит 236
Пикромерит 282

Пикротефронит 392
Пинноит 326
Пираргирит 204
Пирит 216
Пироксенов гр. 358
Пиролюзит 240
Пироморфит 406
Пироп 268
Пирофиллит 330
Пирохлор 250
Пирротин 214
Плагиклазов ряд 300
Планшеит 384
Платина 244
Платтнерит 246
Повеллит 404
Покровскит 338
Полевых шпатов гр. 298
Полианит 240
Полибазит 204
Полигалит 320
Полидимит 216
Поликраз 252
Поликсен 244
Поллуцит 264
Пренит 346
Прохлорит 322
Пршибрамит 222, 276
Прустит 418
Псевдобрукит 238
Псевдомалахит 394
Псиломелан 240
Пуатвеинит 338
Пумпеллиит 374
Пьемонтит 382

Рамзаит 406
Раммельсбергит 226
Рансбейт 240
Ратовскит 260
Рашлеит 370
Реальгар 416
Ревдинскит 348
Роговая обманка 356
Родонит 384
Родицит 266
Родохрозит 366

Роменит 274
Ростерит 320
Роценит 306
Рубеллит 350
Рубин 292
Рутил 418

Сагениит 418
Самарскит 252
Санидин 298
Сапфир 392
Сапфирин 384
Сассолин 280
Саффлорит 226
Сванбергит 344
Свердловскит 322
Светлозарит 288
Свинец 242
Свинчак 220
Свяжинит 280
Святославит 300
Севергинит 376
Селен 230
Селенокозалит 210
Селенит 302
Селитра:
 аммониевая 348
 калиевая 292
 натриевая 330
Селлаит 278
Сенармонит 274
Сепиолит 296
Сера 410
Сердолик 314
Серебро 244
Серицит 316
Серпентин 310
Серпентина гр. 310
Сидерит 366
Сидерофиллит 318
Силлиманит 374
Сильванит 230
Сильвин 266
Синхизит 392
Скаполит 306
Сколецит 290
Скородит 394

Скуттерудит 226
Слюда гр. 316
Смайтит 210
Смальтин 226
Смитсонит 366
Сода 278
Содалит 262
Соддиит 380
Сольфаторит
Сперрилит 228
Спессартин 268
Спёррит 374
Сподумен 360
Сребродольскит 238
Ссайбелиит 354
Ставролит 390
Станнин 212
Стеатит 330
Стефанит 204
Стнбиконит 270
Стибиоколумбит 256
Стибиотанталит 254
Стильбит 288
Стронцианит 366
Струвит 292
Стрюверит 238
Сукцинит 266
Сульванит 220
Сурик 414
Сурьма 228
Сфалерит 222, 276
Сфен 404

Тагилит 400
Талнахит 214
Тальк 330
Танзанит 380
Танталит 238
Таумасит 292
Теллур 230
Теллуросмугит 230
Тенардит 282
Теннантит 200
Тенорит 246
Термонатрит 296
Тёрнебомит 400
Тетрадимит 208

Тетраэдрит 206
Тефрит 392
Тинценит 376
Титанавгит 362
Титанклиногумит 368
Титанит 404
Титаногематит 236
Томсонит 290
Топаз 338
Торбернит 332
Торианит 256
Торит 248, 382
Тортвейтит 394
Тремолит 356
Тремолит-асбест 356
Триплит 372
Трона 308
Троилит 212
Троостит 384
Тулит 380
Тунгстенит 220
Турмалин-асбест 350
Турмалина гр. 350
Тюрингит 368
Тюямунит 402

Уваровит 270
Увит 350
Улексит 294
Ульманнит 208
Уралит 356
Уранинит 256
Урановая смолка 256
Урановая чернь 256
Уранофан 372

Фаматинит 206
Фаустит 370
Фаялит 380
Фенакит 376
Фенаксит 220
Фенгит 316
Ферберит 238
Фергусонит 250
Феррибраунит 240
Ферригаллуазит 304

Ферридравит 352
Ферримолибдит 400
Ферриторит 248
Ферроаксинит 376
Ферроалабандин 222
Ферробрусит 326
Ферроселит 230
Ферроплатина 244
Ферсманин 404
Ферсмит 252
Фибролит 374
Фиброферрит 324
Филлипсит 288
Флогопит 316
Флюорит 260
Флюоцерит 336
Фовлерит 384
Фольбортит 406
Форманит 250
Форстерит 380
Фосгенит 408
Фосфорит 344
Франклинит 234
Фторapatит 344
Фторапофиллит 304
Фуксит 316
Фульгурит 262

Халцедон 314
Халькантит 310
Халькозин 218
Хальконатроит 324
Халькопирит 212
Халькостибит 206
Халькотрихит 278
Хантит 338
Хегбомит 396
Хиастолит 348
Хиолит 278
Хлоантит 226
Хлоралюминит 314
Хлорapatит 344
Хлораргирит 274
Хлоритоид 384
Хондродит 340
Хризоберилл 390
Хризоколл 334

Хризолит 380
Хризопраз 314
Хризотил 310
Хромамезит 336
Хромдиоксид 362
Хромдравит 352
Хромит 236

Целестин 342
Цеолитов гр. 286
Церит 398
Церуссит 406
Циик 242
Цинкит 406
Циннивальдит 316
Циркон 404
Цитрин 312
Цоизит 380

Чароит 318
Чермидит 262
Чевкинит 248
Черчит 344
Чиллагит 412
Чкаловит 310

Шабазит 286
Шамозит 368
Шаттукит 396
Шеелит 402
Шерл 350

Шмальтин 226
Шорломит 270
Шпидель 272
Шрекингерит 308
Штольцит 410
Штроейерит 218
Шуигит 242

Эвдиалит 338
Эдеит 358
Эвклаз 372
Эвксенит 252
Эгирии 364
Электрум 244
Эльбаит 350
Эмплектит 208
Энаргит 200
Эсстатит 360
Эпидота гр. 380
Эпидот 382
Эпсомит 280
Эритрин 378
Эшиинит 252

Юшкинит 220

Якобсит 234
Яитарь 266
Ярозит 396
Яхонтовит 320

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. Конституция минеральных индивидов	8
Структура	8
Химический состав минералов	26
Модельный состав	26
Твердые растворы	27
Изменение химического состава минералов	34
Включения в минералах	37
Глава 2. Морфология минеральных индивидов	45
Симметрия кристаллов	46
Характеристика сингоний	55
Ограничение кристаллов	58
Срастание кристаллов	59
Облик кристаллов	61
Агрегаты и формы выделения минералов	66
Глава 3. Физические и химические свойства минеральных индивидов	68
Плотность	69
Оптические свойства	71
Преломление света	73
Двойное лучепреломление	75
Отражение, пропускание, поглощение и рассеяние света	79
Цвет, черта и прозрачность	86
Люминесценция	96
Оптические исследования	97
Механические свойства	104
Термические свойства	111
Электрические и магнитные свойства	120
Химическая прочность	123
Глава 4. Специальные испытания и реакции на отдельные элементы	131
Глава 5. Ограничение минеральных индивидов	145
Простые формы	145
Минералы высшей категории кубической сингонии	150
Минералы средней категории тетрагональной, тригональной и гексагональной сингоний	158
Минералы низшей категории ромбической, моноклинической и триклинной сингоний	177
Глава 6. Определение минералов по таблицам	195
Глава 7. Диагностические признаки некоторых минералов	422
Список литературы	479
Указатель минералов	480