

Министерство сельского хозяйства Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«Пермский государственный аграрно-технологический университет
имени академика Д.Н. Прянишникова»

М.Н. Власов, Е.С. Лобанова

ОСНОВЫ МИНЕРАЛОГИИ

Учебно-методическое пособие

Пермь
ИПЦ «Прокрость»
2021

УДК 549
ББК 26.31
В 581

Рецензенты:

Пинаева М.И., кандидат сельскохозяйственных наук, ст. преподаватель кафедры агрохимии (ФГБОУ ВО Пермский ГАТУ);

Кондратьева М.А., кандидат географических наук, доцент кафедры почвоведения (ФГБОУ ВО Пермский ГАТУ)

В 581 Власов, М.Н.

Основы минералогии : учебно-методическое пособие / М.Н. Власов, Е.С. Лобанова; Министерство сельского хозяйства Российской Федерации, федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Пермский государственный аграрно-технологический университет имени академика Д.Н. Прянишникова». – Пермь : ИПЦ «Прокрость», 2021 – 121 с; 21 см – Библиогр.: с.121. – 35 экз. – ISBN 978-5-94279-509-2 – Текст : непосредственный

В пособии изложены понятия минералогии и основ кристаллографии. Даны общие сведения о химическом составе, кристаллографии, морфологии и физических свойствах минералов. В первом разделе представлена информация об основных понятиях минералогии, химическом составе и формулах минералов, а также конституции минералов. Во 2 разделе приводятся общие сведения по кристаллографии, в 3 – физические свойства минералов, в 4 – основные минералообразующие процессы.

Учебно-методическое пособие предназначено для обучающихся очной и заочной форм обучения по направлениям подготовки 06.03.02 «Почвоведение», 35.03.03 «Агрохимия и агропочвоведение», 06.03.01 «Биология», 05.03.06 «Экология и природопользование».

**УДК 549
ББК 26.31**

Утверждено в качестве учебно-методического пособия методической комиссией факультета почвоведения, агрохимии, экологии и товароведения (протокол № 4 от 17.11.2020 г.).

ISBN 978-5-94279-509-2

© ИПЦ «Прокрость», 2021
© Власов М.Н., 2021
© Лобанова Е.С., 2021

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	4
1. МИНЕРАЛОГИЯ И ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЕ	5
1.1 Химический состав и формулы минералов.....	6
1.2 Конституция минералов	14
Вопросы и задания для самоконтроля.....	23
2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО КРИСТАЛЛОГРАФИИ	25
Вопросы и задания для самоконтроля.....	43
3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ.....	44
3.1 Морфологические свойства монокристаллов минералов и их агре- гатов.....	44
3.2 Оптические свойства минералов.....	70
3.3 Механические свойства минералов.....	79
3.4 Специфические свойства минералов.....	86
Вопросы и задания для самоконтроля.....	88
4. ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ.....	91
4.1 Эндогенные процессы.....	91
4.2 Экзогенные процессы.....	105
4.3 Общая характеристика первичных (эндогенных) минералов почв и почвообразующих пород.....	118
Вопросы и задания для самоконтроля.....	119
Заключение.....	120
Библиографический список.....	121

ВВЕДЕНИЕ

Важность изучения минералов для понимания их роли в почвах определяется целым рядом причин. Минералы количественно преобладают в почвах (95-98% от их массы). Минералы определяют валовой химический состав почв и наличие необходимых для организмов элементов питания. Преобладающие минералы в почвах определяют их плодородие, которое складывается из оптимальных физико-химических свойств. Среди физических и технологических свойств минералами определяется гранулометрический состав, плотность, плотность твёрдой фазы, гидрофильность, пептизация, набухание, пластичность, крошение, удельное сопротивление обработке, способность к структурообразованию, теплоёмкость, теплопроводность и другие. Глинистые минералы отвечают за физико-химическую поглотительную способность, а также катализируют превращения органических веществ. Преобладающие минералы в почвах определяют развитие почвообразовательных процессов – гумусово-аккумулятивного, оподзоливания, оглеения, бурозёмообразования и других. Минералы почв, обладая поверхностной энергией и энергией кристаллических решёток, определяют энергетический баланс почвообразования. Превращение минералов обуславливает эволюцию, саморегулируемость и устойчивость почв к внешним воздействиям.

1. МИНЕРАЛОГИЯ И ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЕ

Земная кора сложена горными породами, которые состоят из минералов. Минералы горных пород при выветривании образуют почву, которая наследует ряд физико-химических свойств минералов, что обуславливает её плодородие. Например, преобладание минерала кварца в почвах определяет их низкое плодородие, напротив, слюды мусковит и биотит являются для растений источником питания калием, а апатит и фосфорит – фосфором.

Наука минералогия является отраслью геологии и *изучает происхождение, химический состав, кристаллическое строение, свойства, морфологию и практическое значение минералов.*

Объектом изучения минералогии является минерал.

Задачами минералогии являются:

1. Изучение *физических и химических свойств минералов во взаимной связи с их химическим составом и кристаллическим строением* с целью использования их в отраслях промышленности и выявления новых видов минерального сырья;

2. Изучение *закономерностей сочетания минералов и последовательности образования минеральных комплексов в рудах и горных породах* с целью выяснения условий возникновения минералов (генезиса), а также использования этих закономерностей при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых.

Задачи минералогии опираются на законы физики, неорганической, коллоидной, физической химии и других наук.

Данные минералогии, используются в почвоведении, геохимии, петрографии, учении о месторождениях полезных ископаемых, в поисково-разведочном деле и в ряде технических наук.

Минерал (от лат. «*minera*» – руда) – это природное химическое соединение кристаллической структуры или самородный элемент, образовавшиеся как в ходе физико-химических геологических, так и биохимических процессов, протекающих в земной коре или на поверхности планеты Земля или сходных процессов на других космических телах.

1.1 Химический состав и формулы минералов

В настоящее время открыто 4000 минералов *постоянного* и *переменного* химического состава. Постоянность химического состава минералов условна, так как они всегда содержат примеси. Большое количество примесей дестабилизирует кристаллическую структуру, а малое, наоборот, стабилизирует и является энергетически выгодным. Низкое количество примесей содержится в кварце SiO_2 не более 0,01%, и в галите NaCl не более 0,1%. Малым количеством примесей в минералах пренебрегают и кристаллы рассматривают как имеющие постоянный состав. Это позволяет использовать понятие *минерального вида* и характеризовать его *химическими формулами*.

К виду минерала относят минералы однотипной кристаллической структуры с постоянным или переменным химическим составом, изменяющимся в определенных границах в результате *изоморфного* замещения элементов их кристаллохимическими аналогами.

Разновидность минерала отражает внутри вида минерала изменения структуры, состава или морфологии. Так, разновидности кварца отличают по цвету, который зависит от примесей и дефектов решётки. Кварц бывает следующих окрасок: чёрный – морион, жёлтый – цитрин, фиолетовый – аметист, зелёный – празем и других цветов.

Минералы могут состоять как из одного химического элемента: сера, медь, графит, золото и др., - так и из нескольких.

В *бинарных* минералах химический состав представлен двумя элементами: кварц SiO_2 , пирит FeS_2 , галит NaCl . Минералы, состоящие из атомов трёх элементов, называются *тернарными*; например, кальцит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, ангидрит $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. Существуют так же минералы *двойные соли* - это соединения постоянного состава, состоящие как бы из двух простых солей, присутствующих в кратных отношениях. Обычно они являются двойными по катионам, реже - по анионам или по катионам и анионам. Например, доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$.

Химический состав минерала записывают в виде химической формулы последовательными символами химических элементов, имеющих подстрочные *стехиометрические индексы*, указывающие относительные количества разных атомов в его составе.

Формула минерала начинается с *катионов*, которые записывают в порядке возрастания их валентности и количественного содержания. Например, ангидрид $\text{Ca}[\text{SO}_4]$, альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$.

Если минерал содержит изоморфные катионы, то их обозначают в круглых скобках, в которых замещающие друг друга атомы или ионы пишут через запятые в порядке, указанном выше. Например, электрум (Au, Ag) , оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$, вольфрамит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$ и т. д. Или в двойной соли: анкерит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Ca}[\text{CO}_3]_2$.

Заканчивается формула наиболее низковалентными *анионами*, которые отделяются от катионов квадратными скобками, например, кальцит или арагонит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, тальк $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Если в формуле минерала есть *добавочные анионы* O^{2-} , $(\text{OH})^{1-}$, F^{1-} их записывают в круглых скобках в порядке понижения валентности самыми последними, например, $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ – апатит.

Формула также может выражать простейшие составляющие соединений: $\text{BaO} \cdot \text{SO}_3$, $3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3$. Последний вид формул минералов менее точный, но позволяет лучше запомнить состав минералов и в удобной форме описать уравнения реакций с их участием.

Минералы переменного состава имеют, непостоянный химический состав, не зависящий от наличия механических примесей. Так, в сфалерите ZnS примесь Fe колеблется от 0 до 20 %.

Переменный состав минералов связан с изоморфизмом.

Изоморфизм (в переводе с греч. – равенство формы) – это способность атомов (или ионов) близких по размеру и химическим свойствам замещать друг друга в кристаллической решётке минералов, не нарушая их структуры. То есть, изоморфизм предполагает изменение химического состава минерала при сохранении его кристаллической структуры. Образующиеся в результате изоморфизма минералы переменного состава называют *твёрдыми растворами*.

Изоморфизм определяет миграцию микроэлементов в земной коре. Изоморфизм не является обменной реакцией. В стадии магматического расплава минералы имеют максимальное количество изоморфных примесей. В дальнейшем, при медленном остывании и твердении, идёт распад раствора и примеси стремятся к отделению.

Диапазон составов минералов – твёрдых растворов – вместе с крайними членами с относительно чистым составом образует *изоморфный ряд*.

Если в промежуточных областях составов в ряду твёрдых растворов нет области разрывов смешиваемости изоморфизм называется совершенным, а при её наличии – несовершенным.

В изоморфном ряду минералов с совершенным изоморфизмом минералы относятся к одному виду. Так, Ca-Na поле-

вые шпаты или плагиоклазы образуют непрерывный ряд твёрдых растворов от альбита $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ до анортита $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

В случае *несовершенного изоморфизма*, когда есть разрывы смешиваемости в пределах изоморфного ряда, выделяют два или более вида минералов. Так, в ряду кальцит CaCO_3 – сидерит FeCO_3 выделяют два вида минералов, так как изоморфизм ограничен разными радиусами катионов. При несовершенном изоморфизме замещение атомов осуществляется в пределах допустимого процента.

Изовалентный изоморфизм – это замещение в решётке минералов атомов (ионов) с одинаковой валентностью (зарядом), свойствами и размерами радиусов с сохранением общего числа атомов и электронейтральности решётки. Замещению подлежат двухвалентные катионы (в скобках радиусы): Mg^{2+} , $\text{Ni}^{2+}(0,74)$, $\text{Fe}^{2+}(0,80)$, $\text{Zn}^{2+}(0,83)$, $\text{Mn}^{2+}(0,91)$ и др.; трехвалентные катионы: $\text{Al}^{3+}(0,57)$, Fe^{3+} , $\text{Cr}^{3+}(0,64)$, и др.; и анионы: $\text{S}^{2-}(1,82)$, $\text{Se}^{2-}(1,93)$ и др. Примерами пар замещений являются: К - Rb, Са - Sr, Ва - Ra, Al - Ga, Mg^{2+} - Fe^{2+} . Изовалентный изоморфизм наблюдается в оливине $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, где Mg^{2+} замещается Fe^{2+} , и состав меняется от магнезиального форстерита $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ до железистого фаялита $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$. Здесь форстерит и фаялит являются конечными членами изоморфного ряда. Примером, также является ряд с совершенным изоморфизмом: магнезит MgCO_3 – сидерит FeCO_3 .

Гетеровалентный изоморфизм – это замещение в решётке минерала атомов примерно равновеликими атомами (ионами) иной валентности (заряда), *при условии компенсации зарядов* в другой паре ионов, участвующих в строении данного минерала, но существенно отличающихся по своим размерам от предыдущих.

Примерами пар гетеровалентных изоморфных замещений ионов в минералах являются: Li^{1+} (0,68 - радиус иона) - Mg^{2+} (0,74); Mg^{2+} - Sc^{3+} (0,83); скандий - Zr^{4+} (0,82); Na^{1+} (0,98) - Ca^{2+} (1,04); кальций - Y^{3+} (0,97); K^{1+} (1,33) - Sr^{2+} (1,20); К - Ва; Rb^{1+} (1,49) - Ba^{2+} (1,38); Al^{3+} (0,57) - Ti^{4+} (0,64); Ti^{4+} - Nb^{5+} (0,66); Ti^{4+} - Ta^{5+} ; Мо – Ре и др.

В комплексных анионах ион $[\text{SiO}_4]^{4-}$ может заменяться ионами $[\text{AlO}_4]^{5-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$ и $[\text{SO}_4]^{2-}$, имеющими близкие размеры.

А.Е. Ферсман и В.М. Гольдшмидт вывели *правило полярности изоморфизма*: высокозарядные малые ионы легче и в большем количестве входят в структуру минерала, чем ионы большего радиуса и с меньшим зарядом.

Гетеровалентный изоморфизм встречается в плагиоклазах, где между крайними членами альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ → анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ происходит непрерывный ряд замещений Na^{1+} (0,98) на больший по валентности Ca^{2+} (1,04) при одновременной замене Si^{4+} (0,39) на меньший по валентности Al^{3+} (0,57). Гетеровалентный изоморфизм описывается схемой: $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+} = \text{Na}^{1+} + \text{Si}^{4+}$, где суммарный заряд сохраняется, а валентность отдельных катионов разная.

В рутилах (TiO_2) присутствуют примеси Nb^{5+} (ильменорутит) и Ta^{5+} с Fe^{3+} (стриверит). Схема замещения: $\text{Me}^{5+} + \text{Fe}^{3+} = 2\text{Ti}^{4+}$. Таким образом, электронейтральность и число атомов сохраняется.

В слюдах число замещающихся атомов может не сохраняться: три Mg^{2+} замещаются двумя Al^{3+} , а третье место остается вакантным. В схеме замещения знак ? обозначает вакансию: $?2\text{Al}^{3+} = 3\text{Mg}^{2+}$.

Минералы переменного состава бывают: *истинные твёрдые растворы* и *микронеоднородные минералы*.

Истинные твёрдые растворы (изоморфные смеси) – это однородные смеси двух и более веществ, не образующих химических соединений промежуточного состава. Например, электрум, оливины.

Физические, химические, оптические и другие свойства твёрдых растворов аддитивны (от лат. *addo* – прибавляю), то есть постепенно изменяются при увеличении содержания второго компонента.

Микронеоднородные минералы (твёрдые псевдоразтворы) – это минералы с изоморфными и механическими примесями минералообразующей среды, а также с включениями посторонних минералов, которые устанавливаются при помощи микроскопа.

Первичная неоднородность возникает при захвате примесей растущим кристаллом. Если состав примесей менялся в процессе роста кристалла, то его окраска будет *ритмично-полосчатой*. Если примеси поступали в кристалл через вершины, ребра и грани, то их распределение имеет *секториальный* характер.

Вторичная неоднородность возникает при медленном остывании твёрдого магматического раствора, который *распадается* на минеральные фазы. Выделение фаз начинается с появления мелкодисперсных ориентированных включений, которые медленно растут в связи с затруднённой диффузией компонентов в твёрдом теле. При резком охлаждении твёрдого магматического раствора (при вулканизме) зарождение и укрупнение новых минеральных фаз прекращается, так как диффузия становится невозможной.

Химические формулы микронеоднородных минералов, основанные на данных химического анализа, не укладываются со стехиометрическими отношениями компонентов.

Минералы, содержащие молекулы воды. Вода входящая в состав некоторых минералов называется *связанной*. Выделяют

конституционную и кристаллизационную воду. Вода же, которая не участвует в строении минерала, называется свободной.

Конституционная вода находится в решётке минерала в виде ионов OH^{1-} . При нагревании минералов от 300° до 1300°C происходит утрата воды, сопровождаемая их разрушением. Ион гидроксила в минералах может заменять анионы F^{1-} , Cl^{1-} .

В формулах минералов указывают гидроксил. Так, малахит – $\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ – является основным безводным карбонатом меди.

Кристаллизационная вода находится в решётке минерала в виде электронейтральных молекул H_2O , число которых к безводной соли постоянно. Например, минералы - комплексные соединения (кристаллогидраты) $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ сода, $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ гипс и др.

Гидратация ионов выгодна тем, что молекулы воды, координируясь вокруг малых по размеру катионов, увеличивают их объём без изменения заряда, тем самым облегчают образование устойчивых кристаллических структур с крупными анионами. Кристаллогидраты образуются в прохладных и богатых водой средах. Минералы утрачивают кристаллизационную воду при нагревании. Так гипс, теряя воду, при 107°C переходит в ангидрит. Вода при нагреве теряется постепенно. Так, халькантит образует ряд $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; $\text{Cu}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ и $\text{Cu}[\text{SO}_4]$. При этом этапами меняются и физические свойства минералов.

Свободная вода (адсорбционная) не входит в состав минералов, а адсорбируется поверхностью частиц. Свободная вода бывает цеолитная; межплоскостная; коллоидная; гигроскопическая.

Цеолитная вода (характерна для группы минералов – цеолитов). Молекулы воды в структуре цеолитов занимают полости – межслоевые пространства. Поэтому объём поглощаемой воды ограничен. Потеря воды цеолитами происходит при

нагревании от 80 до 400°C, что не ведёт к их разрушению. Обезвоженные цеолиты вновь поглощают воду с *постепенным* восстановлением свойств.

Межплоскостная вода адсорбирована на поверхности отдельных слоёв в минерале.

Коллоидная вода встречается в твёрдых гидрогелях, где удерживается на поверхности дисперсных фаз слабыми силами связи. Например, опал (гидрогель кремнезема) - $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Гигроскопическая (капиллярная) вода удерживается в тонких трещинах, порах и порошковатых массах (например, глинистых минералов) силами поверхностного натяжения. Данный вид воды удаляется при нагревании до 105-110°C.

Задание 1. Изучение химического состава минералов по их формулам: графит, сера, самородная медь, пирит, халькопирит, кальцит, азурит, малахит, биотит, мусковит, монтмориллонит, каолинит, роговая обманка, лабрадор, ортоклаз, тальк, аурипигмент, кварц, фосфорит, апатит, магнетит, гематит, лимонит, ангидрит, селенит, галит, сильвин, карналлит, сфалерит, флюорит, галенит, топаз, корунд.

Расширить таблицу 1, записывая названия минералов и их формулы в соответствующие строки.

Таблица 1

Химический состав минералов

	Название минерала / формула
самородные	сера S; графит, алмаз C; медь Cu; золото Au;
бинарные	пирит FeS_2 ; аурипигмент As_2S_3 ;
тернарные	халькопирит CuFeS_2 ;
двойные соли	доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$;
с изоморфными примесями	оливин $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$;
с конституционной водой	малахит $\text{Cu}_2[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$;
с кристаллизационной водой	гипс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$;
с коллоидной водой (гидрогели)	опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$;

1.2 Конституция минералов

Под конституцией минерала понимают взаимосвязь химического состава минерала и его кристаллического строения, проявляющуюся в его свойствах. Конституция определяет вид минерала.

Агрегатное состояние минерала. Образование и существование минералов возможно в строгих рамках физико-химических условий (давления, температуры и концентрации веществ). Смена условий ведёт к потере их устойчивого состояния. Устойчивость минералов зависит от их свойств и находится в разных температурных интервалах. В нормальных условиях при атмосферном давлении ($101,3 \text{ Па} = 1 \text{ атм} = 760 \text{ мм рт. ст.}$) и температуре ($298,15 \text{ К}, = 25^\circ\text{C}$) большинство минералов (98%) имеет конденсированное *твёрдое состояние* и плавится при высоких температурах, тогда как ртуть и вода в этих условиях *жидкие*. Метан, углекислый, сернистый и другие газы в нормальных условиях имеют *газообразное состояние*. Каждое агрегатное состояние отличается характером внутреннего движения частиц, обусловленным внутренней энергией.

В *газах* движение частиц беспорядочное. При столкновении частицы газа отталкиваются по закону упругих шаров.

В *жидкостях* частицы временно упорядочены силами притяжения и движутся менее активно. Расстояния между частицами в жидкостях по сравнению с газами сокращены, о чём говорит разная сжимаемость газов и жидкостей.

В *твёрдых кристаллах* атомы (ионы) ориентированы в форме многогранников. При температуре ниже точки плавления атомы кристаллов совершают тепловые колебания около положений равновесия и поступательно не движутся. Отсутствие движения у атомов в минералах объясняется *минимальной внутренней энергией*.

Образование зародышей кристаллов и их рост называют *кристаллизацией* – это переход вещества в кристаллическое состояние путём укладки частиц в кристаллическую решётку. Минералы кристаллизуются из всех агрегатных состояний вещества. Из расплавов кристаллизуется 18% породообразующих минералов, которые слагают 90% массы земной коры. Из водных растворов кристаллизуются 80% минералов, а из газов и паров до 2%.

Зародыши кристаллов образуются как при охлаждении расплава, когда у атомов (ионов) снижаются температурные колебания и они образуют решётку, так и с ростом концентрации вещества в растворе или газе, что увеличивает вероятность встречи и объединения частиц. Зародыши также образуются из *затравок* (посторонних микрочастиц кристаллов), на которых адсорбируются частицы. Изменение внешних условий прекращает кристаллизацию, вызывает растворение кристаллов или ведёт к осаждению других видов минералов. В целом кристаллизация энергетически выгодна.

Кристаллическое строение минералов определено трёхмерным расположением атомов или ионов (эквивалентных узлов) в твёрдом теле, которое можно представить в виде – *пространственной решётки*. В решётке выделяют повторяющийся элемент – *элементарную ячейку*.

Элементарная ячейка – это фигура минимального размера, последовательным переносом которой можно построить решётку кристалла. Элементарная ячейка имеет углы (α , β , γ) между направлениями координатных осей (X, Y, Z) и отрезки (a, b, c), являющиеся промежутками ряда (*рис. 1а*).

Ряд – это совокупность узлов, повторяющихся через равные промежутки прямой. Ряды соответствуют *рёбрам* кристаллов и линиям схождения двух *плоских сеток* (*рис. 1б, в*).

Плоская сетка – это совокупность узлов, расположенных в одной плоскости и находящихся в вершинах ячейки. Плоская сетка решётки соответствует *граням* кристаллов (рис. 1в).

Узлы – это атомы или ионы, соответствующие *вершинам* многогранников (рис. 1б, A_0-A_n).

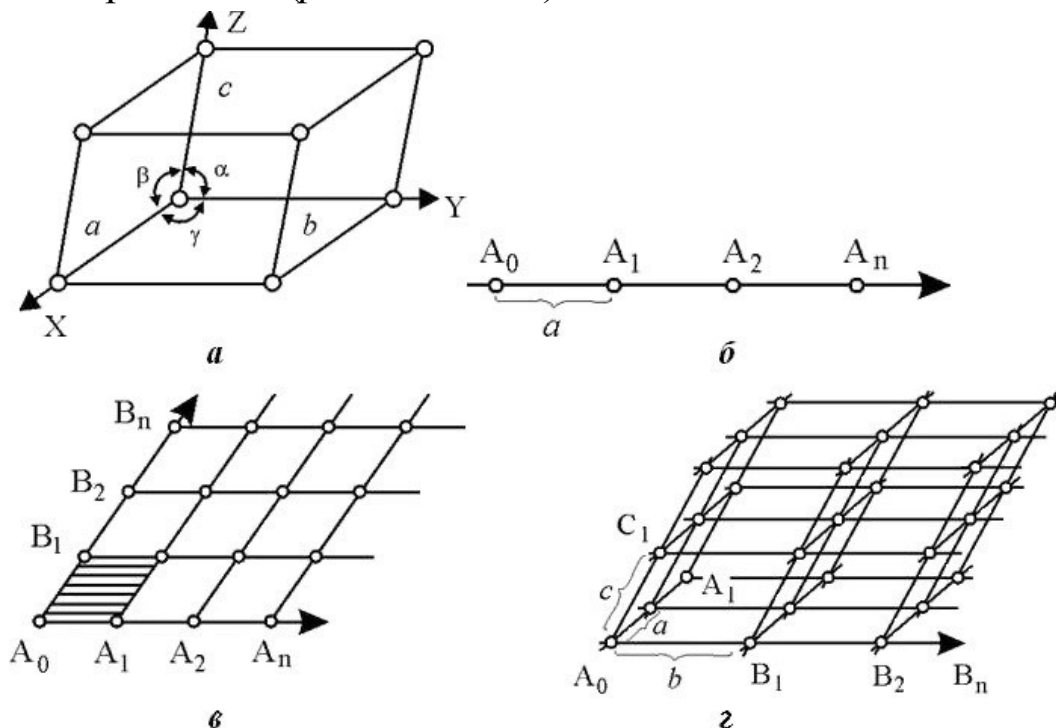


Рис. 1. Строение элементарной ячейки кристаллической решетки минералов

Пространственная решётка – это совокупность атомов или ионов (узлов), занимающих соответствующие точки элементарных ячеек, которые выполняют пространство кристалла (рис. 1г).

Конкретное расположение атомов или ионов в пространстве, занятом кристаллом называется - *структура кристалла*.

Кристаллические формы минералов типичны для пирита - кубические кристаллы, граната - ромбические додекаэдры, берилла - шестигранные призмы.

Кристаллы минералов проявляют *анизотропию* физических свойств и дифракцию рентгеновских лучей.

Анизотропность – это свойство минерала с кристаллическим строением иметь одинаковые свойства в любых параллельных направлениях и разные в непараллельных направлениях. Исключением являются минералы кубической сингонии, у которых пространственная решётка однородна во всех трёх направлениях ($a=b=c$), поэтому и свойства их во всех направлениях одинаковы. Анизотропия хорошо проявляется у мусковита и биотита в спайности – способности кристаллов раскалываться вдоль плоскостей.

Строение кристаллов минералов определяется:

1. Числом атомов (ионов или молекул), закономерно удерживаемых в пространстве электростатическими силами;
2. Соотношением размеров атомов (ионов или молекул), с чем связаны плотность упаковки и координационное число (число ближайших анионов, окружающих данный катион);
3. Химическими связями атомов или ионов, пространственно располагающих их в различных типах структур;
4. Термодинамическими параметрами (температура и давление), при которых существует минерал.

Природа сил связей частиц во всех агрегатных состояниях электрическая. Связи частиц в минералах бывают ионными, ковалентными, металлическими, вандерваальсовскими.

Ионная связь обусловлена электростатическим притяжением противоположно заряженных ионов. Например, Na^{1+} и Cl^{1-} в кристалле галита NaCl .

Ковалентная (гомополярная) направленная связь обусловлена атомами, которые для образования устойчивых наружных электронных оболочек используют совместно одну или несколько пар электронов. Например, в алмазе все атомы удерживаются четырьмя ковалентными связями.

Металлическая связь обусловлена тем, что «избыточные» в наружной электронной оболочке атомов электроны не теряются, а образуют общий «электронный газ» вокруг положительно заряженных частиц.

Вандерваальсовские (остаточные) слабые связи встречаются в самородной сере и окиси сурьмы, где частицы удерживаются электрически нейтральными молекулами (диполями).

Природа связей частиц определяет свойства минералов.

Теория плотнейших упаковок минералов создана Н.В. Беловым. В *ионных решётках* крупные анионы занимают преобладающее пространство, а в кристаллах с *атомными решётками* располагаются по закону кубической (трехслойной) или гексагональной (двухслойной) плотнейших упаковок. Мелкие катионы размещаются в тетраэдрических и октаэдрических «пустотах» между анионами в зависимости от их размеров. Число октаэдрических пустот равно числу анионов, а число меньших по размерам тетраэдрических пустот в два раза больше. Некоторые пустоты могут оставаться свободными от катионов и заполнение происходит: рядами, слоями, кольцами, зигзагообразно. Тетраэдрической и октаэдрической формой пустот определяются координационные числа катионов 4, 6.

Размеры катионов определяют и менее плотные упаковки (с «раздвинутыми» анионами) и такие, которые не могут быть причислены к плотнейшим как у полевых шпатов.

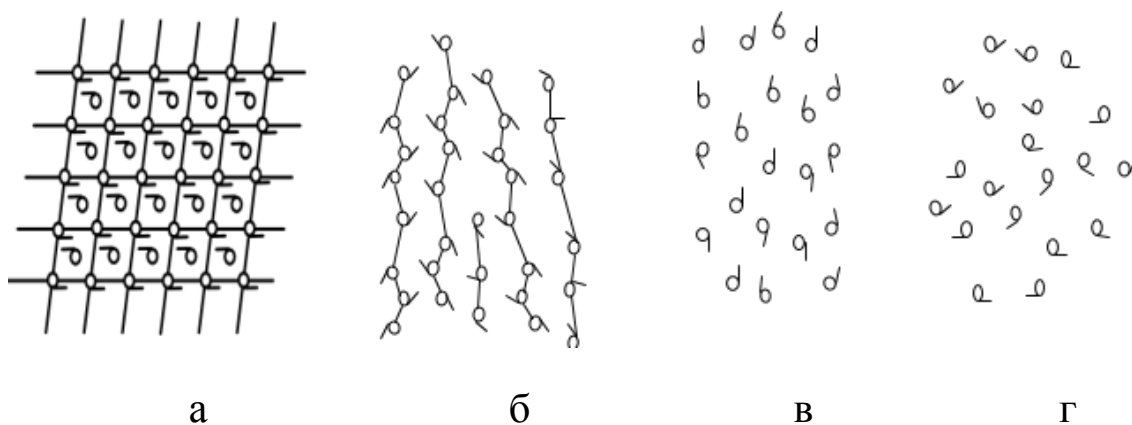
Аморфное строение имеют 2% минералов, в них отсутствует трёхмерная периодичность расположения частиц. Эти минералы проявляют *изотропию* по отношению к физическим свойствам. Примерами аморфных тел служат стекло и минерал опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Изотропия – это свойство аморфного вещества иметь одинаковые физические свойства по всем направлениям.

Минералы кристаллического строения более устойчивы, поэтому аморфные минералы могут необратимо переходить в кристаллическое состояние.

Кристаллические и аморфные минералы проявляют различие при нагревании. Кристаллическое вещество плавится и твердеет при конкретной температуре. У аморфных же минералов нет чёткой точки плавления и температуры кристаллизации. При нагревании аморфные минералы плавно становятся гибкими, затем вязкими и жидкими.

Переход аморфных минералов в кристаллические возможен при выдерживании их при температуре близкой к точке плавления. Это выдерживание называется *время кристаллизации*. Если охлаждение расплава происходит быстрее времени кристаллизации, то образуется аморфное тело с неупорядоченными частицами, как в жидкости (рис. 2).



а б в г

Рис. 2. Структуры твёрдых тел
а – кристаллы, б - полимеры, в - жидкие кристаллы,
г - аморфные тела

Дефекты пространственной решётки кристаллов. Рост кристаллов начинается с охлаждения расплава, когда колебания частиц уменьшаются. Но даже в охлаждённом состоянии

расплава тепловой энергии кристалла хватает для раскачивания частиц, поэтому частицы выскакивают из узлов решётки, оставляя на своём месте вакансию и внедряется в междоузлие (рис. 3).

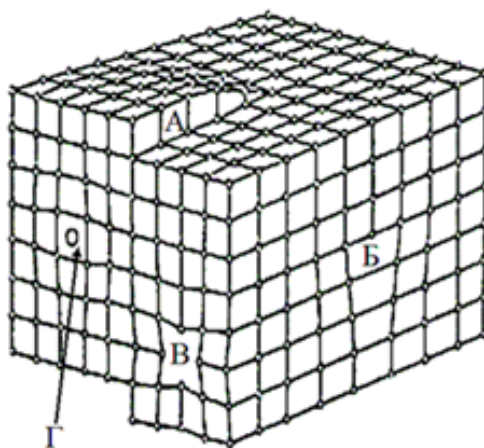


Рис. 3. Дефекты решётки кристалла. Дислокации: А - винтовая, Б - краевая, В - вакансии, Г - внедрение атома в междоузлие

Дефектом решётки минералов объясняется *энергохромотическая* окраска. Благодаря перемещению дефектов - вакансий – происходит диффузия атомов и перекристаллизация их в твёрдом состоянии.

Кристаллическое состояние минералов многообразно. Одни и те же по составу и форме минералы могут быть упакованы в кристаллах разными способами (рис. 4). Упаковка частиц влияет на свойства минерала.

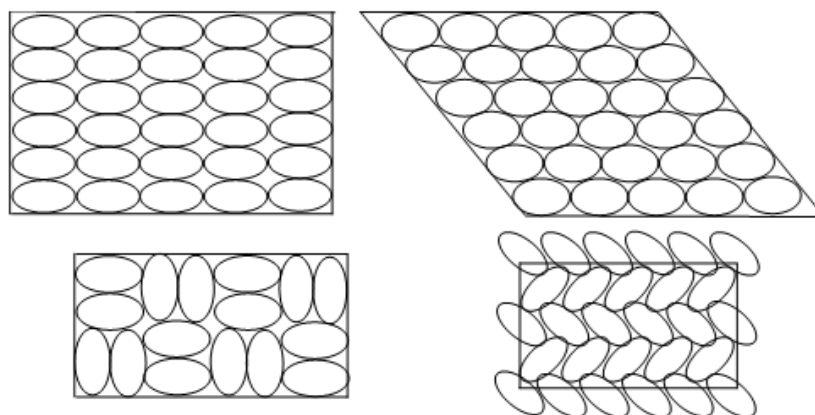


Рис. 4. Различные способы упаковки однородных частиц

Полиморфизм (от греч. *поли* - много, *морфэ* - форма) – это способность минерала с тем же химическим составом при изменении внешних условий (температуры и давления) модифицировать кристаллическую структуру и менять физические свойства. Такие переходы минералов называются полиморфными переходами, а сами минералы - полиморфными модификациями.

Полиморфные модификации – это устойчивые в определенных физико-химических условиях разности минералов.

Примерами полиморфизма являются: алмаз С (кубическая сингония) и графит (гексагональная сингония); марказит FeS₂ (ромбический) и пирит (кубический); кальцит CaCO₃ (тригональный) и арагонит (ромбический). Для серы выявлено шесть модификаций, но естественные только три; для кварца SiO₂ - девять.

Алмаз переходит в графит при нагревании без доступа кислорода при атмосферном давлении. Переход обусловлен тем, что алмаз не является стабильной модификацией углерода, но при умеренных температурах он метастабилен, то есть сохраняется. Обратный переход графита в алмаз возможен при нагревании и давлении 25 Кбар.

Полиморфные модификации минералов обозначают греческими буквами α , β , γ , например, α -кварц, устойчив при температуре ниже 573 °С, а β -кварц, выше 573 °С.

В. М. Гольдшмидт ввёл понятие морфотропии.

Морфотропия (от греч. *морфэ* – форма, *тропос* - переменна, преобразование) – это закономерный переход в ряду однотипных соединений от одной кристаллической структуры к другой при одних термодинамических условиях. Так, в ряду карбонатов: Mg[CO₃] (0,74); Zn[CO₃] (0,83); Ca[CO₃] (1,04); Sr[CO₃] (1,20); Ba[CO₃] (1,33) – минералы, стоящие до Ca[CO₃],

кристаллизуются в тригональной сингонии, а после $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ – в ромбической. Сам же карбонат кальция диморфный и находится на границе морфотропного превращения. Диморфизм связан с критическим отношением радиуса катиона к радиусу аниона (r_{K} к r_{A}), определяющим границу устойчивости двух разных структурных типов. В зависимости от давления и температуры отношение r_{K} к r_{A} таково, что из соединения $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ может образоваться либо кальцит, либо арагонит.

Сходство полиморфизма с морфотропией позволило В.М. Гольдшмидту называть полиморфизм *автоморфотропией*.

Если при изменении условий α модификация минерала переходит в β -модификацию и возвращается обратно при возврате условий, то полиморфные превращения называются *энантиотропными* (от греч. *энантиос* - противоположный, *тропос* - перемена, преобразование). Так взаимно превращаются ромбическая α -сера и моноклинная β -сера. Если превращение необратимо, то оно является *монотропным*. Например, превращение при нормальном давлении и нагревании метастабильного ромбического арагонита в стабильный тригональный кальцит. Понижение температуры не возвращает обратно кальцит в арагонит. Однако, если кроме температуры изменится давление, обратимый переход будет возможен.

Иногда в природе встречаются в одних физико-химических условиях рядом друг с другом две модификации: пирит и марказит; кальцит и арагонит. В таких случаях переход метастабильной модификации в стабильную задержался во времени.

Метастабильные модификации минералов также возникают из менее энергетически выгодных фаз. Это явление называется метастабильным зарождением и ростом. Так, карбонат кальция, выпадающий из водных растворов при температуре

ниже 30 °С, сначала формирует метастабильный арагонит, который далее переходит в кальцит, но иногда может и сохраниться. Такое поведение арагонита объясняется *правилом ступенчатых переходов Оствальда*: переход от менее стабильной при данных условиях модификации к более стабильной происходит постепенно, через состояния, промежуточные по величине энергии связи.

Стабильная модификация по сравнению с метастабильной обладает меньшей растворимостью и упругостью пара и более высокой температурой плавления. Продукты полиморфных переходов, несмотря на изменение объёма, могут сохранять внешнюю форму кристаллов ранее существовавшей модификации, такие замещения называются *параморфозами*. Так, октаэдрической формы выделения графита, представляют параморфозы последнего по алмазу.

Задание 2. Определить по литературным источникам тип строения кристаллической решётки у минералов: графит, сера, самородная медь, пирит, халькопирит, кальцит, азурит, малахит, биотит, мусковит, монтмориллонит, каолинит, роговая обманка, лабрадор, ортоклаз, тальк, аурипигмент, кварц, фосфорит, апатит, магнетит, гематит, лимонит, ангидрит, селенит, галит, сильвин, карналлит, сфалерит, флюорит, галенит, топаз, корунд.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Что изучает наука минералогия и какие у неё задачи?
2. Что такое минерал, вид минерала и разновидность минерала?
3. Каково почвообразующее значение минералов?
4. Охарактеризуйте химический состав минералов. Чем отличается постоянный химический состав от переменного?
5. Дайте определение терминам: изоморфный ряд, совершенный и несовершенный изоморфизм? Приведите примеры.
6. Что такое изовалентный и гетеровалентный изоморфизм?

7. Расскажите о формах связанной воды в минералах.
8. Как удерживается свободная вода в минералах?
9. Что понимают под конституцией минерала? И что она определяет?
10. Что такое агрегатное состояние минерала? Какому значению внутренней энергии отвечает состояние твёрдых кристаллов?
11. Раскройте термины кристаллизация; время кристаллизации.
12. Чем обусловлена геометрически правильная форма кристаллов?
13. Что такое элементарная ячейка? Приведите её характеристики.
14. Какие бывают кристаллические решётки минералов?
15. В чем отличия кристаллических и аморфных тел?
16. Какое тело называется анизотропным, а какое изотропным?
17. Приведите примеры минералов с анизотропностью.
18. Какова природа (связей) сил притяжения частиц вещества?
19. Перечислите возможные дефекты кристаллической решётки. Назовите причину образования дефектов.
20. От чего зависят физико-химические свойства кристаллов?
21. Что такое полиморфизм? Назовите полиморфные модификации.
22. Что такое морфотропия?
23. При каких обстоятельствах образуются параморфозы?

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО КРИСТАЛЛОГРАФИИ

Кристаллография (от греч. "кристаллос" – лед) – изучает закономерности строения, свойств и образования монокристаллов минералов и их агрегатов, а также явления, происходящие в кристаллах, при их взаимодействии со средой. Кристаллография изучает морфологию *идеальных моделей кристаллов*.

Выделяют кристаллографию: геометрическую – изучает формы кристаллов; химическую (кристаллохимия) исследует химический состав кристаллов; физическую (кристаллофизика) изучает физические свойства кристаллов; структурную – наука об атомно-молекулярном строении кристаллов.

Методы изучения кристаллов: визуальные, оптическая микроскопия, оптическая спектроскопия, электронная микроскопия, электронный парамагнитный резонанс, рентгеноструктурный анализ, рентгеновская топография, электронография, нейтронография, активационный анализ и др.

Искусственные монокристаллы получают методами Вернейля, Яна Чохральского и гидротермальным методом.

Монокристаллы применяют в оптике, электронике, вычислительной, лазерной и радиотехнике, точном приборостроении, в буровых установках, металлообработке, при производстве химически стойкого кварцевого стекла и посуды, в ювелирном деле.

В номенклатуре кристаллографии лежат греческие корни и слова: *моно*- один; *ди*- два; *три* - три; *тетра* - четыре; *пента* - пять; *гекса* - шесть; *гепта* – семь; *окто* - восемь; *дека* - десять; *додэка* - двенадцать; *геми* – половина; *трапезос* – четырехугольник; *эдра* – грань; *гониа* – угол; *син* – сходно; *пинакос*- таблица, доска; *клинэ* – наклон; *поли* – много; *скаленос* - кривой, косой; *морфо* - форма.

Например, гексаэдры (гекса – шесть, эдра – грань) то есть кубы кристаллов галита, пирита и флюорита. Ромбоэдрические кристаллы кальцита («ромбо» от греч. – бубен. Раньше бубны были в форме ромба - вытянутого или сплющенного куба). Пирит также кристаллизуется в форме пентагон-додекаэдров (пента – пять, додека – двенадцать), то есть кристалл состоит из двенадцати пятиугольников (рис. 5).

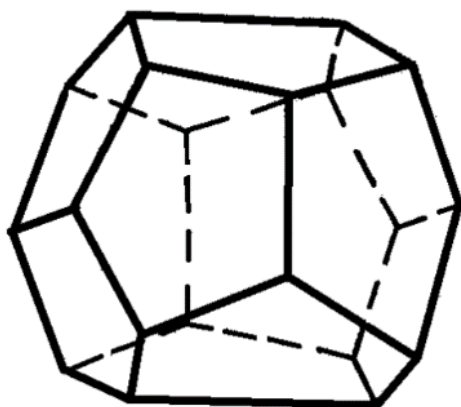


Рис. 5. Кристалл пирита в форме пентагон-додекаэдра

Кристалл – это многогранное твёрдое тело, в котором атомы (ионы) расположены закономерно в виде решётки. Кристаллам характерна *анизотропность* и *самоогранение*. Форма кристаллов отражает условия их образования.

Огранённые кристаллы возникают при росте, растворении и испарении. *Самоогранение* – это следствие правильного внутреннего атомного строения кристаллов.

Самоогранение – это свойство кристалла приобретать форму правильного многогранника при *благоприятных условиях* роста. Если кристалл со сколотыми гранями поместить в питающий раствор, то он восстановит типичную форму граней для данного минерала. Так шар, вырезанный из галита NaCl, в питающем растворе станет кубом.

Самоогранение кристаллов невозможно, если окружающая среда мешает образованию и свободному росту кристал-

лов, в этом случае получаются или *ксеноморфные*, или деформированные кристаллы. Однако внутри кристаллы сохраняют упорядоченность.

Кристаллы имеют элементы ограничения: *рёбра, вершины, грани*.

Рёбра – это линии пересечения граней.

Вершины – это точки пересечения рёбер.

Грани – это плоскости, ограничивающие кристалл.

Кристаллы растут за счёт нарастающих слоёв вещества так, что грани передвигаются параллельно самим себе (рис. 6).

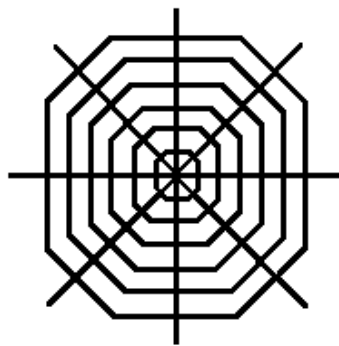


Рис. 6. Схема роста кристаллов за счёт нарастающих слоёв вещества

Перемещение грани за единицу времени в направлении перпендикулярном её плоскости называется *скоростью нарастания грани*.

Кристаллы, наращивая грани параллельными слоями, углы между ними не изменяют. Объясняется это тем, что грани кристалла - это плоские сетки решётки кристалла и углы их наклона относительно друг друга постоянны, поэтому и углы между гранями кристалла постоянны.

Закон постоянства граничных углов – во всех кристаллах минерала при одинаковых условиях углы между соответствующими гранями кристаллов постоянны.

Кристаллы имеют разный облик, размер, форму и число граней, но углы между гранями всегда постоянны (рис. 7). Так,

у кварца углы между гранями a и b , b и c всегда постоянны ($\angle ab = 141^\circ 47'$, $\angle ac = 113^\circ 08'$, $\angle bc = 120^\circ$).

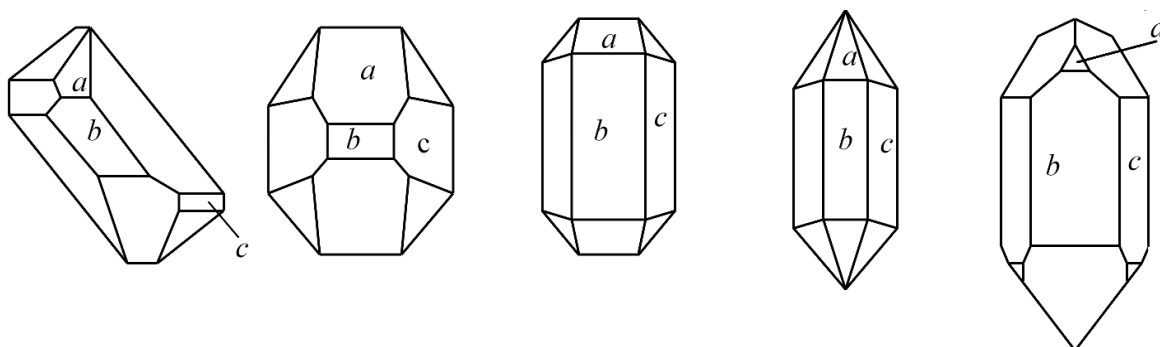


Рис. 7. Кристаллы кварца, иллюстрирующие закон постоянства двугранных углов

До открытия дифракции рентгеновских лучей и рентгеноструктурного анализа кристаллы различали по углам между гранями измеряя их прибором - гониометром. Метод гониометрии не утратил своего значения и в настоящее время.

Все кристаллы – симметричные тела.

Симметрия кристаллов – это способность кристалла совмещаться элементами ограничения (рёбрами, гранями, вершинами) с самим собой и повторять свойства относительно воображаемых вспомогательных геометрических образов – элементов симметрии при поворотах или отражениях.

Элементы симметрии – это вспомогательные геометрические образы (точки, прямые, плоскости), с помощью которых обнаруживается симметрия фигур.

Симметрия проявляется во внешней форме кристаллов, в их структуре, в физических явлениях, протекающих в кристаллах, при взаимодействии кристалла с окружающей средой, в изменениях, претерпеваемых кристаллом под влиянием внешних воздействий.

Симметрия кристаллов наблюдается, при мысленном рассечении минерала плоскостью и вращением его вокруг определённой оси с сопоставлением расположения элементов

ограничения кристалла (граней, рёбер, вершин) относительно точки, лежащей в его центре.

Симметричность кристалла оценивают по элементам симметрии.

К простым элементам симметрии относятся ось, плоскость и центр симметрии (инверсии).

Ось симметрии (L) – это прямая линия, при вращении вокруг которой кристалл совмещается элементами ограничения сам с собой и проявляет одинаковые свойства. Порядок оси симметрии – это количество совмещений кристалла с исходным положением при повороте на 360° . Если кристалл совмещается дважды, то ось симметрии 2-го порядка (L^2), трижды - 3-го порядка (L^3), четырежды - 4-го порядка (L^4). При шестикратном совмещении ось 6-го порядка (L^6). Наименьший угол поворота, приводящий фигуру в самосовмещение, называется элементарным углом поворота (α). Кристаллография рассматривает оси 1, 2, 3, 4 и 6-го порядка. Ось 1-го порядка есть у всех фигур и её не указывают. Осей 5-го и выше 6-го порядков нет. Оси симметрии выше 2-го порядка называются осями симметрии высшего порядка.

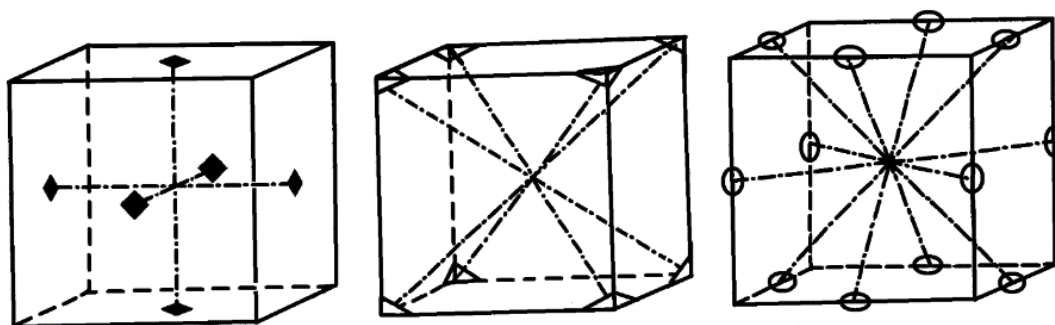


Рис. 8. Оси симметрии в кубе

В кристаллах может быть несколько осей симметрии разных порядков. На количество осей указывает коэффициент, стоящий перед символом оси симметрии. Так, куб (гексаэдр)

имеет три оси симметрии 4-го порядка $3L^4$ (на рисунке 8 показаны квадратами и проходят через середины противоположных граней), четыре оси 3-го порядка $4L^3$ (изображены треугольниками и проводятся через противоположные вершины трёхгранных углов) и шесть осей 2-го порядка $6L^2$ (выделены овалами и проходят через середины противоположных рёбер).

Плоскость симметрии (P) – это плоскость, по обе стороны от которой наблюдаются одинаковые элементы ограничения и свойства кристалла (рис. 9). То есть плоскость делит кристалл на две зеркальные части. Все плоскости симметрии в кристалле пересекаются в одной точке. Так в кубе, существует девять плоскостей симметрии $9P$: три плоскости проводятся через середины противоположных граней (через центры рёбер), шесть плоскостей диагональных (через пару противоположных рёбер).

Коэффициент стоящий перед буквой **P**, показывает количество плоскостей симметрии в кристалле.

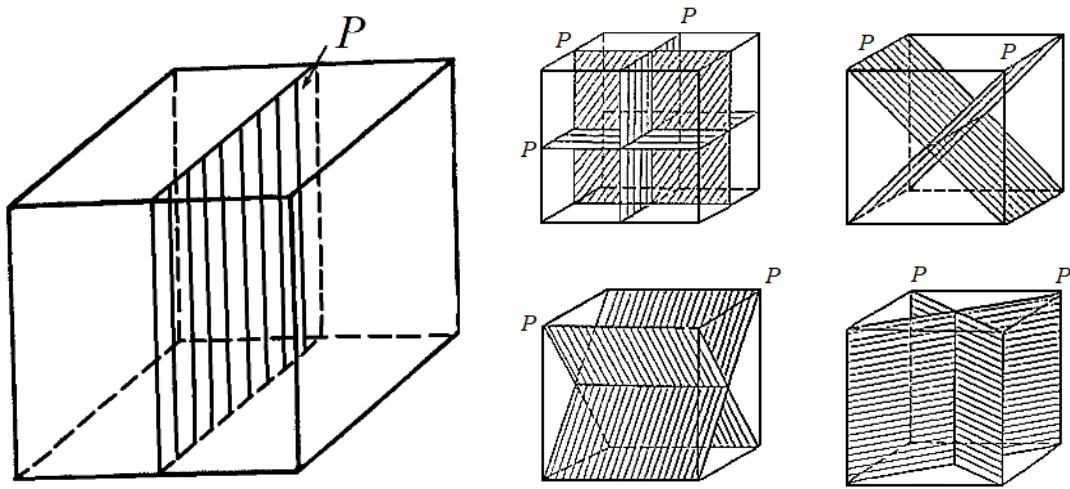


Рис. 9. Плоскости симметрии в гексаэдрическом кристалле галита

Центр симметрии (центр инверсии) (**C**) кристалла – это воображаемая точка внутри кристалла, в которой пересекаются и делятся пополам линии, соединяющие противоположные одинаковые грани, ребра и вершины кристалла (рис. 10).

При наличии центра симметрии в кристалле у каждой грани есть равная и параллельная (или обратно-параллельная) противоположная грань. Если в кристалле хотя бы одна из граней не имеет себе противоположную равную, параллельную и обратно направленную грань, то центр симметрии в кристалле отсутствует. В кристаллах не может быть более одного центра симметрии.

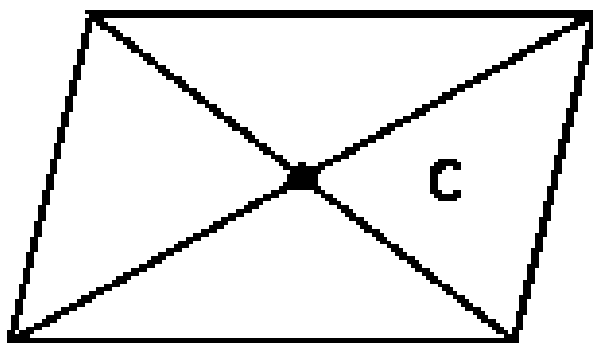


Рис. 10. Центр симметрии

Элементы симметрии кристаллов записывают в виде *формулы*. В начале формулы указывают оси в режиме понижения их порядка, затем отмечают количество плоскостей симметрии и заканчивают центром, если он есть. В формуле запятые между элементами симметрии не ставят. Так, формула куба следующая: $3L^44L^36L^29PC$, а у тетрагональной призмы: L^44L^25PC .

Классы симметрии и сингонии кристаллов. В кристаллах элементы симметрии взаимосвязаны и поэтому ограничены в сочетании. Вся совокупность элементов симметрии определённого кристалла называется *классом симметрии* или *точечной группой симметрии*. Точечная группа означает, что при всех симметричных преобразованиях хотя бы одна точка в кристалле остается на месте.

Полная симметрия кристалла описывается одной из 230 пространственных групп симметрии, которые определяют

одну из 32 точечных групп симметрии (классы или виды симметрии).

Существование 32 комбинаций элементов симметрии, которые дают 32 вида симметрии выявил А.В. Гадолин (табл. 2). Чтобы вывести 32 вида симметрии, нужно рассмотреть все возможные сочетания элементов симметрии в соответствии с теоремами сочетания элементов симметрии. Для этого в кристаллах, обладающих *единичным направлением* (единственное неповторяющееся направление в кристалле), нужно выбрать в качестве исходного элемента симметрии ось симметрии и к ней поочередно добавлять все остальные элементы симметрии.

В *примитивных классах* симметрии есть только поворотная ось симметрии (рис. 11а).

Центральные классы образуются из примитивных, путём добавления к ним центра симметрии, при этом, если ось симметрии чётная, то возникает и плоскость симметрии, нормальная к ней (рис. 11б). Порождающая ось: L_1, L_2, L_3, L_4, L_6 . Порождённая плоскость: $-, P, -, P, P$. Класс симметрии: $L_1, L_2PC, L_3C, L_4PC, L_6PC$.

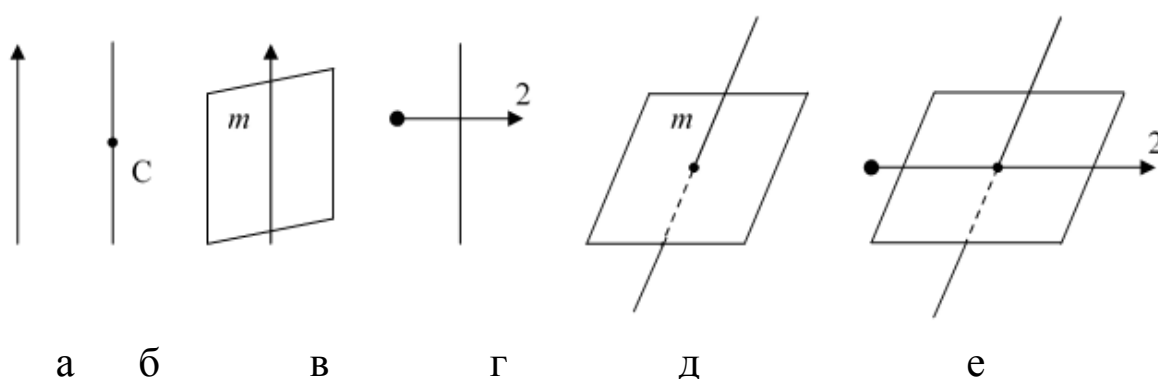


Рис. 11. Расположение элементов симметрии относительно единичного направления

Таблица 2

Классы симметрии кристаллов (в скобках даны международные символы классов)

Категория	Сингония	Классы симметрии						
		Примитивный	Центральный	Планальный	Аксальный	Планаксальный	Инверсионно-примитивный	Инверсионно-планальный
Низшая	Триклинная	1	2 C (C)	-	-	-	-	-
	Моноклинная	-	-	3 P (m)	4 L ₂ (2)	5 L ₂ PC (2/m)	-	-
	Ромбическая	-	-	6 L ₂ 2P (mm2)	7 3L ₂ (222)	8 3L ₂ 3PC (mmm)	-	-
Средняя	Тригональная	9 L ₃ (3)	10 L ₃ C ($\bar{3}$)	11 L ₃ 3P (3m)	12 L ₃ 3L ₂ (32)	13 L ₃ 3L ₂ 3PC (3/m)	-	-
	Тетрагональная	14 L ₄ (4)	15 L ₄ PC (4/m)	16 L ₄ 4P (4mm)	17 L ₄ 4L ₂ (422)	18 L ₄ 4L ₂ 5PC (4/mmm)	19 L _{i4} ($\bar{4}$)	20 L _{i4} 2L ₂ 2P ($\bar{4}2m$)
	Гексагональная	21 L ₆ (6)	22 L ₆ PC (6/m)	23 L ₆ 6P (6mm)	24 L ₆ 6L ₂ (622)	25 L ₆ 6L ₂ 7PC (6/mmm)	26 L _{i6} =L ₃ P ($\bar{6}$)	27 L _{i6} 3L ₂ 3P= =L ₃ 3L ₂ 4P (6m2)
Высшая	Кубическая	28 4L ₃ 3L ₂ (23)	29 4L ₃ 3L ₂ 3PC (m3)	30 4L ₃ 3L ₂ 6P ($\bar{4}3m$)	31 3L ₄ 4L ₃ 6L ₂ (432)	32 3L ₄ 4L ₃ 6L ₂ 9PC (m3m)	-	-

Планальные классы получаются путём добавления к оси симметрии плоскости, проходящей через неё (рис. 11в). Порождающая ось: L_1, L_2, L_3, L_4, L_6 . Класс симметрии: $P, L_22P, L_33P, L_44P, L_66P$.

Аксиальные классы формируются добавлением к оси симметрии оси 2-го порядка перпендикулярной к порождающей оси (рис. 11г). Порождающая ось: L_1, L_2, L_3, L_4, L_6 . Класс симметрии: $L_2, 3L_2, L_33L_2, L_44L_2, L_66L_2$. Таким образом, класс L_2 правильнее отнести не к примитивному, а к аксиальному. Добавляя к оси плоскость, нормальную ей (рис. 11д), получим классы $P; L_2PC; L_3C; L_4PC; L_6PC$, которые были уже выведены ранее. *Планаксиальные классы* получаем, добавляя к порождающей оси 2-го порядка продольные и поперечные плоскости. Порождающая ось: L_1, L_2, L_3, L_4, L_6 . Класс симметрии: $L_2PC, 3L_23PC, L_33L_23PC, L_44L_25PC, L_66L_27PC$.

Перечисленными классами исчерпываются сочетания элементов симметрии низшей категории с поворотной осью симметрии.

В *Инверсионно-примитивных классах* есть единственная инверсионная ось: $L_{i3}, L_{i4}, L_{i6}(L_3P)$. *Инверсионно-планальные классы* получаются, если к порождающей инверсионной оси добавить плоскости, проходящие вдоль неё. При этом возникает два класса: $L_{i6}3L_23P = L_33L_24P, L_{i4}2L_22P$.

Рассмотрим классы, не имеющие единичных направлений. К *примитивному классу* относится многогранник, имеющий только оси симметрии, а именно: $4L_33L_2$. Если к этому многограннику добавить центр симметрии, то из-за наличия $3L_2$ получим и $3P$. Следовательно, в *центральном классе* фигура будет иметь формулу: $4L_33L_23PC$.

К *аксиальному классу* будет относиться фигура $3L_44L_36L_2$, к *планальному* - $4L_33L_26P$, а к *планаксиальному* - $3L_44L_36L_29PC$.

Самый богатый класс $2/m$, содержит 22 % минералов: гипс, ортоклаз, тальк, слюды и др. Второй по численности класс $m\bar{3}m$ включает 19 % веществ, это все металлы кубической сингонии: Cu, Ag, Au, Al, Pb, Pd, γ Fe и др.; интерметаллиды, полупроводники: германий, Si, алмаз, серое олово и др.; ионные кристаллы: NaCl, KCl, LiF, AgCl, NaI и др.; гранаты, шпинели, квасцы, магнетит, флюорит и др.; сегнетоэлектрики со структурой перовскита. Третье место занимает класс $m\bar{m}m$ (13 %): арагонит, топаз, йод, α -сера и др.

Классы симметрии объединяются в *сингонии*.

Сингония (от греч. *syn* - вместе, *gonia* - угол) – это совокупность кристаллов с одинаковыми углами между гранями. Различают семь сингоний: *триклинная, моноклинная, ромбическая, тригональная, тетрагональная, гексагональная и кубическая*.

Классификация сингоний кристаллов основана на строении элементарной ячейки, которая образована *системой координат* (оси X, Y, Z), где отрезки a, b, c по осям имеют определённые длины, с постоянными углами α, β, γ между ними, что определяет набор элементов симметрии - осей и плоскостей (рис. 12). В каждой сингонии кристаллы обладают одинаковым числом единичных направлений.

Так как у каждой сингонии свой порядок расположения осей координат (правила кристаллографической установки), поэтому для описания кристаллов разных сингоний ввели общепринятые символы (кристаллографические индексы), которые отражают расположение осей и подчиняются правилам кристаллографической установки.

Кристаллы делятся на три категории: *высшую, среднюю и низшую* по симметрии и по числу единичных направлений.

Категория отражает наиболее существенные свойства и отношения однородных кристаллов, имеющих общие признаки.

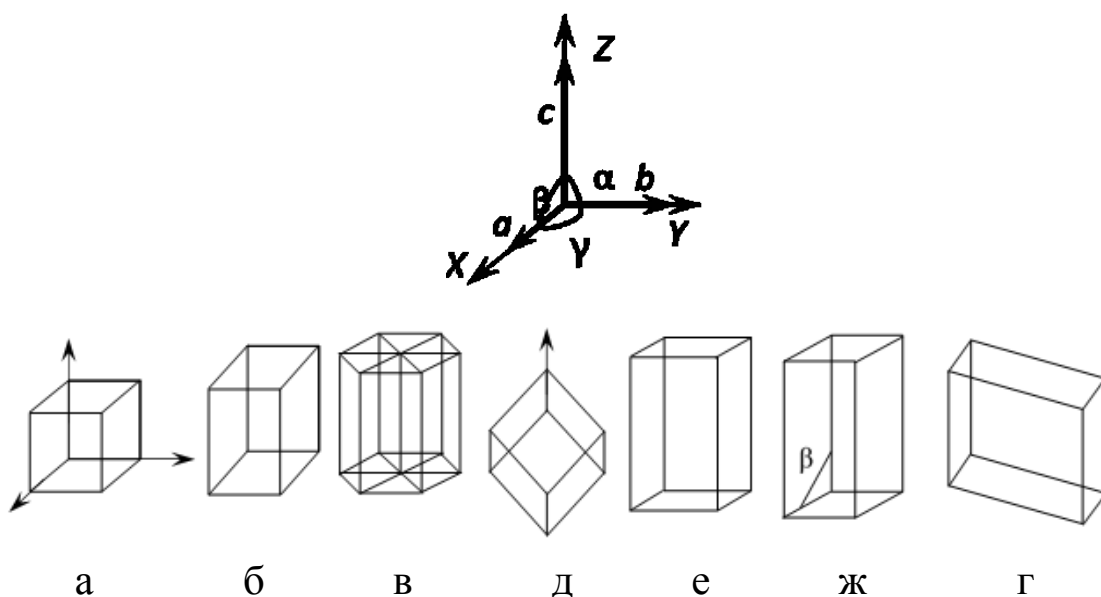


Рис. 12. Кристаллографическая система координат и формы элементарных ячеек 7 сингоний: а - кубическая, б - тетрагональная, в - гексагональная и тригональная (три примитивные ячейки вместе составляют шестигранную призму), г - триклинная, д - ромбоэдрическая, е - ромбическая, ж – моноклинная

В высшей категории одна кубическая сингония с элементарной ячейкой - куб ($a=b=c$; $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$). Форма кристаллов изометричная (одинаково развита во все стороны) и представлена кубом, октаэдром и тетраэдром. У кристаллов нет единичных направлений, то есть любому направлению соответствуют другие симметрично эквивалентные направления. Поэтому свойства кристаллов одинаковые – *изотропные*. У кристаллов есть несколько осей выше 2 порядка, в частности четыре оси 3 порядка ($4L^3$), расположенные по диагоналям куба.

В средней категории три сингонии: *тригональная*, *тетрагональная* и *гексагональная* с главной осью симметрии - Z, которая выше 2 порядка (3, 4, 6 порядка, простая или инверсионная). Ячейка – прямоугольная призма с основанием – ромб с углами 120° ($a=b \neq c$). Три призмы образуют шестигранную призму. Ячейки имеют углы: у *гексагональной* сингонии $\alpha=\beta=90^\circ$, $\gamma=60^\circ$, и ось L^6 ; у *тетрагональной* сингонии $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$ и ось L^4 ; и у *тригональной* сингонии $\alpha=\beta=90^\circ$,

$\gamma=120^\circ$ и ось L^3 . У тригональной сингонии ячейкой также может быть ромбоэдр с ромбоэдрической системой координат, где ось Z - диагональ ромбоэдра (рис. 12д), так, что, $a=b=c$, $\alpha=\beta=\gamma\neq 90^\circ$. Формы кристаллов: призмы, пирамиды и др. У кристаллов развита анизотропия свойств вдоль и поперек оси Z .

В *низшей категории* три сингонии: *ромбическая, моноклинная и триклинная*. Кристаллы имеют наименьшую симметрию и высокую анизотропию свойств, у них нет осей симметрии выше 2 порядка, но есть несколько единичных направлений. У кристаллов *ромбической* сингонии ячейка - ромб (в сечении перпендикулярном к двойной оси симметрии) с разными отрезками по осям $c < a < b$ или $a \neq b \neq c$ и углами $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$. Сумма осей симметрии второго порядка и плоскостей симметрии равна 6 или 3: $3L_23PC$, L_22P .

В кристаллах *моноклинной* сингонии ячейка имеет один косой угол и два прямых $\alpha=\beta=90^\circ$, $\gamma\neq 90^\circ$, $a\neq b\neq c$. Сумма осей симметрии второго порядка и плоскостей симметрии равна 2 или 1: L_2PC , L_2 .

В кристаллах *триклинной* сингонии все оси координат ячейки не заданы элементами симметрии. Все углы в ячейке косые $\alpha\neq\beta\neq\gamma\neq 90^\circ$ (от греч. *κλινο* - наклонять). Отрезки рёбер ячейки характеризуются отношением $c < a < b$ или $a\neq b\neq c$. Возможно наличие центра симметрии (С), либо полное отсутствие элементов симметрии.

Распределение минералов по сингониям и классам симметрии неравномерно (табл. 3). Чем проще структура кристалла, тем выше его симметрия. Металлы, ионные и полупроводниковые кристаллы имеют кубическую и гексагональную сингонию.

Кристаллы ограничиваются одинаковыми и разными гранями. Формы кристаллов бывают простые и комбинированные.

Простая форма кристалла возникает из совокупности одинаковых граней, связанных элементами симметрии. Если одинаковые грани ограничивают и замыкают пространство кристалла со всех сторон, то такая форма кристалла *простая закрытая*. Например, кристаллы высшей категории с одинаковой величиной и свойствами: куб, тетраэдр, октаэдр, ромбоэдр, дипирамида и другие.

Таблица 3

Сравнительная характеристика сингоний

Категория	Сингония	Минимум элементов симметрии, по которому определяется сингония		Максимум элементов симметрии	Примеры минералов	
высшая	кубическая	$4L^3$ более одной оси высшего наименования*		$3L^44L^36L^29PC$	<i>галит, сильвин, гранат</i>	
средняя	гексагональная	только одна ось высшего наименования	L^6	L^66L^27PC	<i>нефелин, апатит</i>	
	тетрагональная		L^4	L^44L^25PC	<i>халькопирит, циркон</i>	
	тригональная		L^3	L^33L^23PC	<i>кварц, кальцит, доломит, гематит</i>	
низшая	ромбическая	ни одной оси высшего наименования	обязательно присутствуют	$3L^2$ или $3P$	$3L^23PC$	<i>оливин, ангидрит, топаз</i>
	моноклинная			L^2 или P	L^2PC	<i>ортоклаз, гипс, роговая обманка</i>
	триклинная			C или элементы симметрии отсутствуют	C	<i>альбит, анортит, лабродор</i>

*Осями высшего наименования называются L^3, L^4, L^6 .

При росте кристаллов образуются *комбинации простых форм* – это сочетание нескольких простых форм кристаллов,

объединённых элементами симметрии. Простые формы кристаллов комбинируются между собой, если они относятся к одной сингонии. Исключение – тригональная и гексагональная сингонии.

Сложная форма кристалла возникает из комбинации разных граней. Если, грани кристалла не замыкают пространство и поэтому комбинируются с другими гранями, то такие формы *сложные открытые*. Например, ромбическая пирамида состоит из двух простых форм – ромбической пирамиды и моноэдра, первая состоит из четырех граней, вторая – из одной (рис. 13). Тригональная призма включает призму и пинакоид (две параллельные и равные грани).

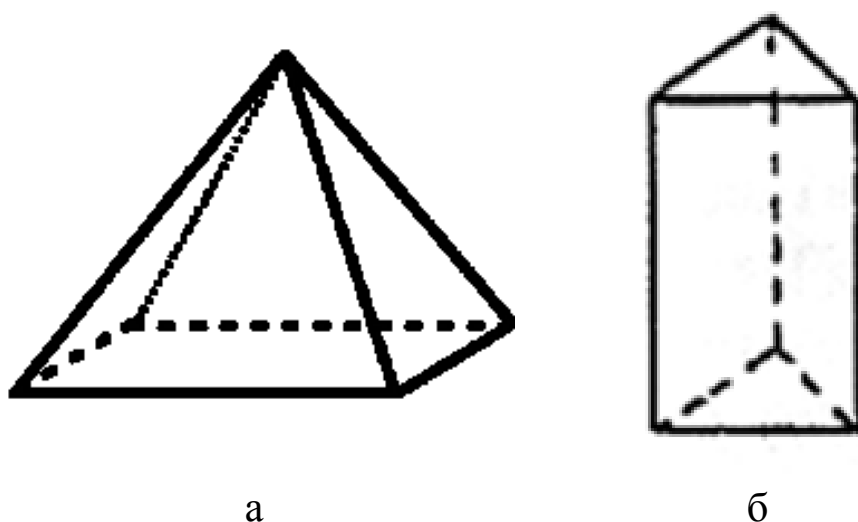


Рис. 13. Ромбическая пирамида (а) и тригональная призма (б)

Всего известно 47 простых форм кристаллов.

У кристаллов *высшей категории кубической сингонии* 15 простых форм: тетраэдр, тригон-тритетраэдр, тетрагон-тритетраэдр, пентагон-тритетраэдр, гексатетраэдр, октаэдр, тригон-триоктаэдр, тетрагон-триоктаэдр, пентагон-триоктаэдр, гексаоктаэдр, куб (гексаэдр), тетрагексаэдр, ромбододекаэдр, пентагон-додэкаэдр и дидодэкаэдр (рис. 14). Этих форм нет ни в средней ни в низшей категории.

В названии форм первая часть слова (тригон, тетрагон, пентагон) характеризует очертание грани (тригон = три + гон = треугольник), вторая часть слова (тритетраэдр, триоктаэдр) указывает: а) от какой простой формы данная форма произошла; б) сколько граней данной формы расположено на каждой грани материнской формы; в) чему равно число граней данной формы.

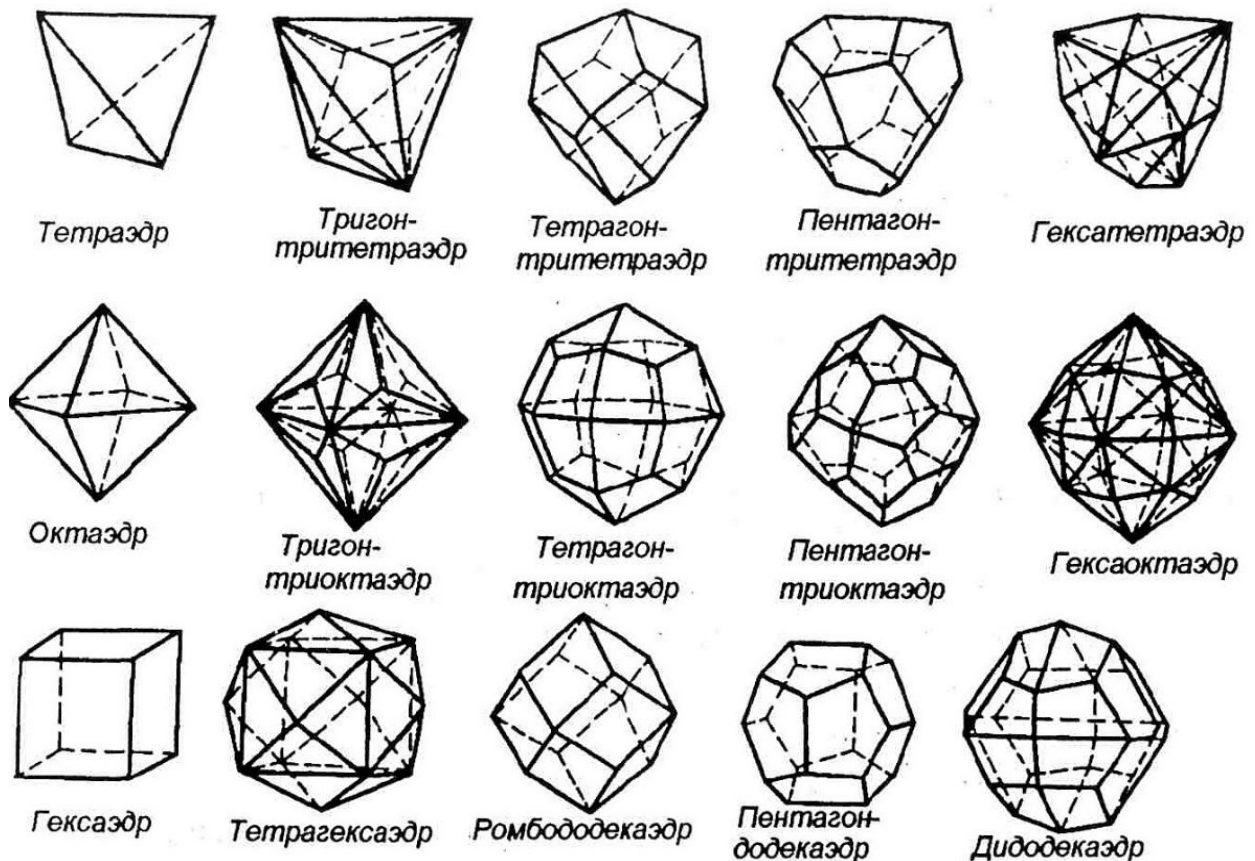


Рис. 14. Формы кристаллов высшей категории кубической сингонии

Названия простых форм *средней и низшей категорий* содержат 2 признака: первый указывает на форму основания или сечения (рис. 15 а, б, в, г, д, е), второй - на общее название фигуры (призма, пирамида, дипирамида).

Кристаллы *средней категории* имеют 25 простых форм.

Таких форм кристаллов нет ни в высшей, ни в низшей категории.

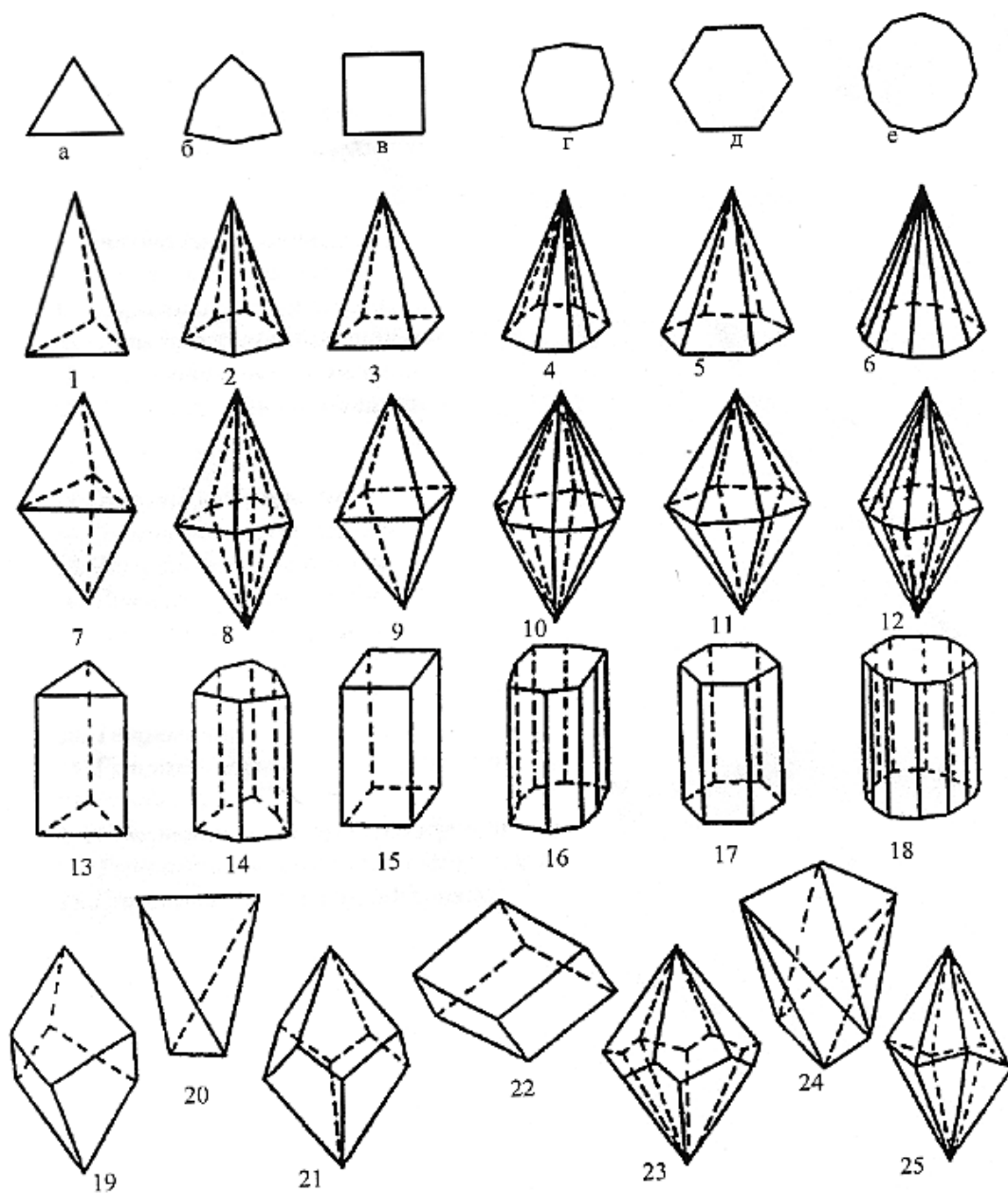


Рис. 15. Формы кристаллов средней категории
пирамиды: 1 тригональная, 2 дитригональная, 3 тетрагональная, 4 дитетрагональная, 5 гексагональная, 6 дигексагональная; *дипирамиды*: 7 тригональная, 8 дитригональная, 9 тетрагональная, 10 дитетрагональная, 11 гексагональная, 12 дигексагональная; *призмы*: 13 тригональная, 14 дитригональная, 15 тетрагональная, 16 дитетрагональная, 17 гексагональная, 18 дигексагональная; *трапецоэдры*: 19 тригональный, 21 тетрагональный, 23 гексагональный, *скеленоэдры* 24 тетрагональный, 25 тригональный; 20 *тетраэдр*; 22 *ромбоэдр*.

У *призмы* грани располагаются параллельно друг другу и оси симметрии высшего порядка. У *пирамиды* грани сходятся в вершине, а у *дипирамиды* в двух вершинах. У *трапецоэдра*,

грань - четырехугольник, пояс рёбер граней не является прямой, низ пояса смещён в право или в лево по отношению к симметричной верхней половине на некоторый угол. Поэтому трапецоэдры называются *энантиоморфными* - левыми или правыми. *Ромбоэдр* получается при деформации куба вдоль оси третьего порядка. Тригональный *тетраэдр* имеет неравносторонние грани и в сечении даёт квадрат. *Скаленоэдры* получают при удвоении граней тетраэдра и ромбоэдра.

Кристаллы *нижней категории* имеют 7 простых форм, которых нет в кубической сингонии высшей категории (рис. 16). Это моноэдр, пинакоид, диэдр, ромбическая пирамида, ромбическая призма, ромбический тетраэдр, ромбическая дипирамида.

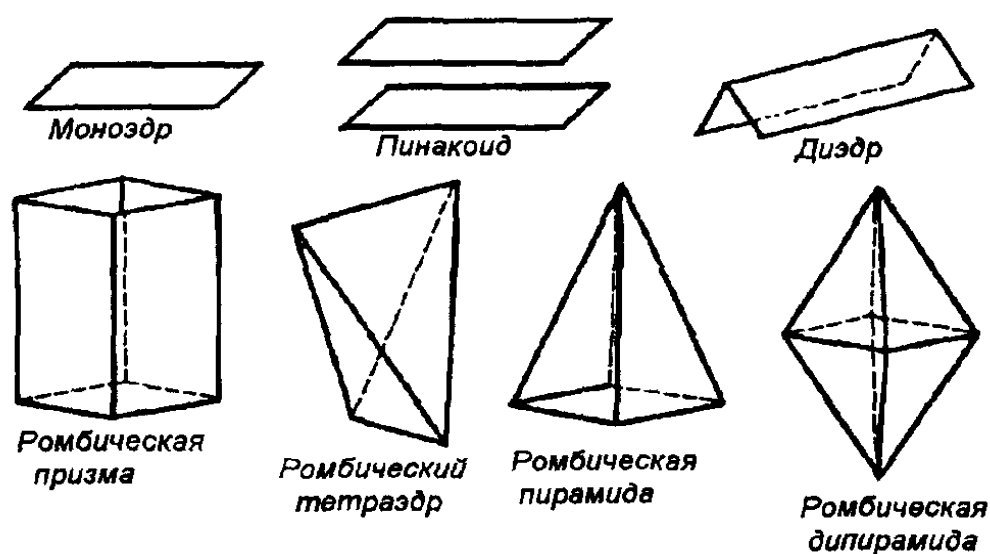


Рис. 16. Формы кристаллов нижней категории

Из всех семи простых форм кристаллов нижней категории только две закрытые – ромбические тетраэдр и дипирамида, остальные – открытые. Моноэдр и пинакоид могут встречаться и в кристаллах средней категории. Ромбическая призма может присутствовать как в ромбической, так и в моноклинной сингониях.

Задание 3. Определить форму кристаллов минералов: графит, сера, самородная медь, пирит, халькопирит, кальцит, азурит, малахит, биотит, мусковит, монтмориллонит, каолинит, роговая обманка, лабрадор, ортоклаз, тальк, аурипигмент, кварц, фосфорит, апатит, магнетит, гематит, лимонит, ангидрит, селенит, галит, сильвин, карналлит, сфалерит, флюорит, галенит, топаз, корунд.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Что изучает кристаллография? Дайте определение этой науки.
2. Что такое кристалл?
3. Назовите методы изучения кристаллических веществ.
4. Что такое самоограничение? При каких условиях оно возможно?
5. Что подразумевают под элементами ограничения: гранями, рёбрами, вершинами и углами кристаллов минералов?
6. В чём сущность закона постоянства граничных углов?
7. Что такое симметрия кристаллов?
8. Какие преобразования необходимо совершить с многогранником, чтобы доказать его симметричность?
9. Какие элементы симметрии многогранника вы знаете?
10. Что такое ось, плоскость и центр симметрии?
11. Что такое элементарный угол поворота и порядок оси?
12. Какие оси симметрии возможны в кристаллах?
13. Что такое формула симметрии и в каком порядке в ней записывают элементы симметрии многогранных кристаллов?
14. Классификация и номенклатура кристаллов. Сколько существует сингоний и категорий в кристаллографии? Охарактеризуйте их. Назовите геометрические формы кристаллов.
15. Что такое простая форма?
16. Что такое комбинация простых форм?
17. Чем отличаются открытые и закрытые простые формы?
18. Формы реальных кристаллов. В чем проявляются отклонения форм реальных кристаллов от идеальных?

3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Вид минерала предварительно определяют по физическим свойствам (цвет, твёрдость, блеск и др.). Окончательную диагностику минералов проводят в лабораториях с помощью приборов. Качественные химические реакции помогают выявить формулу минерала. Лабораторная диагностика определяет удельный вес, оптические, механические и другие свойства минералов. Тонкозернистые минералы изучают под микроскопом в шлифах.

Макроскопический метод определения минералов по их внешним признакам самый доступный. Метод включает визуальный осмотр и исследование физических свойств минералов: *морфологических, оптических, механических и специфических.*

3.1 Морфологические свойства монокристаллов минералов и их агрегатов

Индивидуальный кристалл – называют *монокристаллом*. Форма кристалла является результатом взаимодействия симметрии его внутренней структуры и симметрии среды кристаллизации. Неравномерное или одностороннее поступление компонентов обеспечивающих рост кристаллов или физико-химическая неоднородность среды кристаллизации приводит к искажениям внешней формы кристалла. Поэтому зёрна кристаллов минералов неправильной формы преобладают. Хорошо огранённые кристаллы встречаются редко. Морфологию и симметрию кристаллов изучает кристаллография.

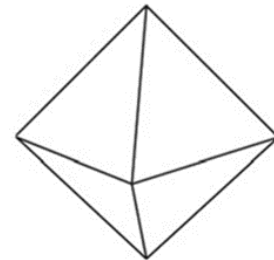
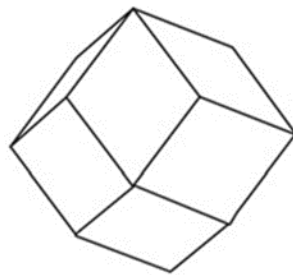
Облик кристалла (форма) – это внешний вид кристалла, определяемый преобладанием, какой-либо простой формы. Так как минералы трёхмерны и имеют оси X, Y, Z, их морфология выражается в разном соотношении отрезков, a, b, c по

осям Z высоты (длины), Y ширины и X толщины. Поэтому различают три морфологических типа облика кристаллов: *изометричный, удлинённый, уплощённый*.

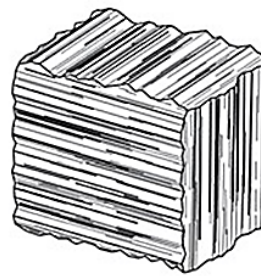
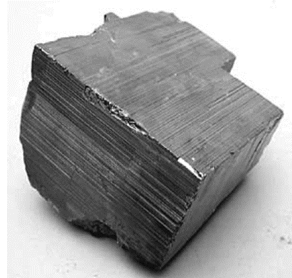
1. *Изометричные* формы кристаллов одинаково развиты во всех направлениях: X, Y, Z ($a=b=c$). Например, минералы кубической сингонии (рис. 17): ромбододекаэдр граната, октаэдр магнетита; кубы пирита, алмаз и сфалерит; или тетрагональной сингонии: шеелит; анатаз и тригональной сингонии: шабазит.



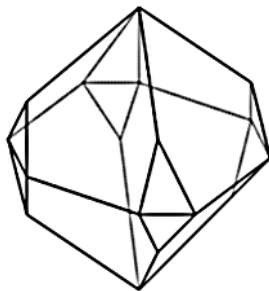
ромбододекаэдр граната



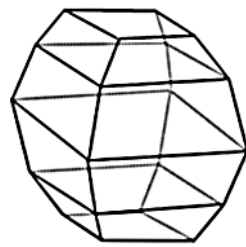
октаэдр магнетита



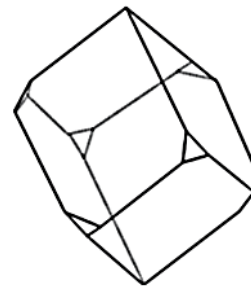
куб пирита с комбинационной штриховкой



шеелит



анатаз



шабазит

Рис. 17. Изометричные формы кристаллов

2. *Удлинённые* формы кристаллов вытянуты в высоту по отрезку c оси Z ($a=b \neq c$) и бывают: столбчатые, шестоватые,

игольчатые, призматические, волокнистые и нитевидные (рис. 18). Удлиненный облик минералов в средней категории (гексагональной, тетрагональной, тригональной сингонии): берилл, апатит, турмалин, антимонит, аквамарин, хризотил-асбест и др.



Рис. 18. Удлиненные формы кристаллов

3. Уплощённые формы кристаллов вытянуты по отрезкам, a и b осей X и Y при сохранении короткого отрезка c оси Z . При этом длины отрезков осей разные $c < a < b$ или $a \neq b \neq c$. Уплощённые формы бывают: таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые (рис. 19). Уплощенный облик типичен для низшей категории (ромбическая, моноклинная, триклинная сингонии): пластинчатые кристаллы слюд – биотита и мусковита; уплощённые гематита (Fe_2O_3); таблитчатые оливина, молибденита, и графита.

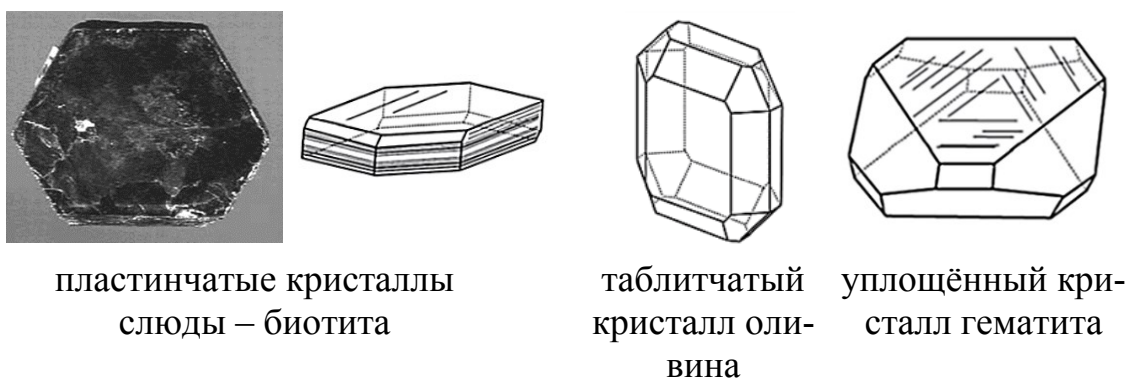


Рис. 19. Упрощенные формы кристаллов

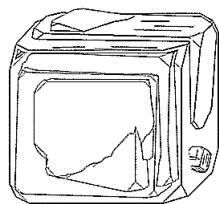
Широко распространены и переходные формы кристаллов (рис. 20):

- *бочёнковидные* - промежуточная форма между 1 и 2 типом. Например, кристаллы корунда (Al_2O_3).
- *досковидные* – промежуточная форма между 2 и 3 типами. Например, уплощенные столбчатые кристаллы дистена, кианита Al_2SiO_5 .

Существуют также *сложные* и *искажённые* формы кристаллов: блочные, расщеплённые, скелетные, антискелетные, нитевидные (волосовидные) удлинённые кристаллы (рис. 20).



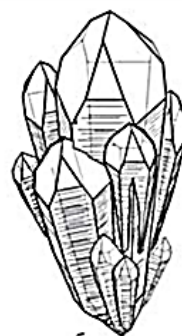
боченковидный (корунд)



блочный кристалл пирита



а



б

плоскорасщепленный кристалл барита (а) и объемно-расщепленный кристалл кварца (б)

Рис. 20. Переходные, сложные и искаженные формы кристаллов

У *скелетных* форм кристаллов лучше развиты рёбра и вершины.

Скелетные рёберные формы галита формируются в стоячих перенасыщенных питающих растворах где диффузия не

успевают выровнять концентрацию и есть зоны с разным насыщением. В этом случае грани отстают в росте от вершин и рёбер, которые окружены питающим раствором со всех сторон, в отличие от середин граней.

Вершинные ветвящиеся формы кристаллических дендритов самородной меди образуются в переохлажденных расплавах, содержащих примеси. Растущий кристалл извлекает из расплава чистое вещество, а примесь накапливается вокруг и начинает тормозить рост граней. Смежные грани как бы оттесняют примесь и оставляют просветы, обеспечивающие рост вершин и ребер. Так на отростках со временем вырастают ветви.

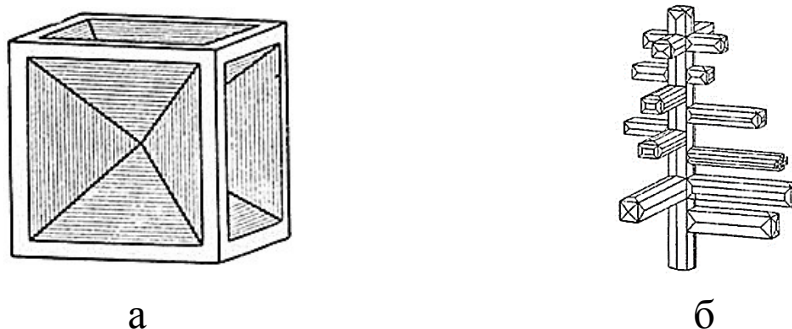


Рис. 21. Реберные скелетные кристаллы галита (а) и кристаллический дендрит самородной меди (б)

Антискелетные кристаллы имеют выпуклые грани, и формируются при малой концентрации раствора, когда тормозящие примеси преимущественно адсорбируются ребрами и вершинами (рис. 22 а, б).

Нитевидные кристаллы образуются при низкой концентрации питающего раствора, когда рост боковых граней прекращается, но торец кристалла продолжает расти, так как здесь имеются выходы осей винтовых дислокаций (рис. 22 в). Нитевидный рост усиливается избирательным поглощением примесей боковыми гранями.

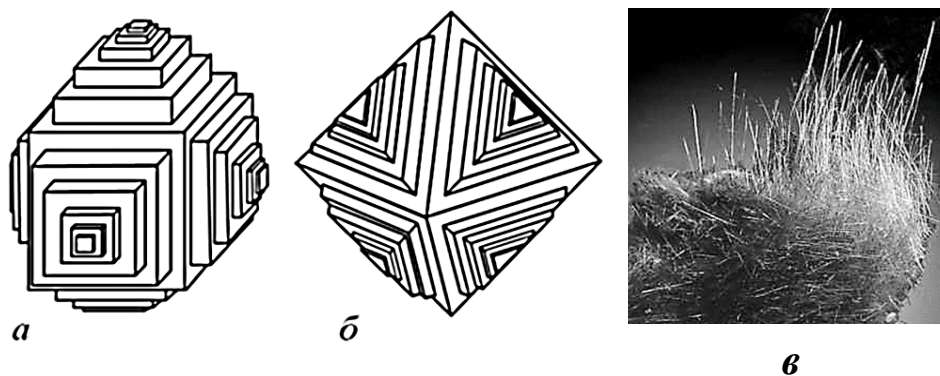


Рис. 22. Антискелетные кристаллы (а - флюорит; б – магнетит) и нитевидные кристаллы (в - биссолит (актинолит))

Габитус кристаллов (с лат. - внешность, наружный вид) - это облик огранённых кристаллов, определяющийся по доминирующим граням и соотношению размеров кристалла в трёх его измерениях. Например, кристаллы пирита изометричного облика, по преобладающим граням имеют разный габитус – кубический, октаэдрический, пентагон-додекаэдрический (рис. 23).

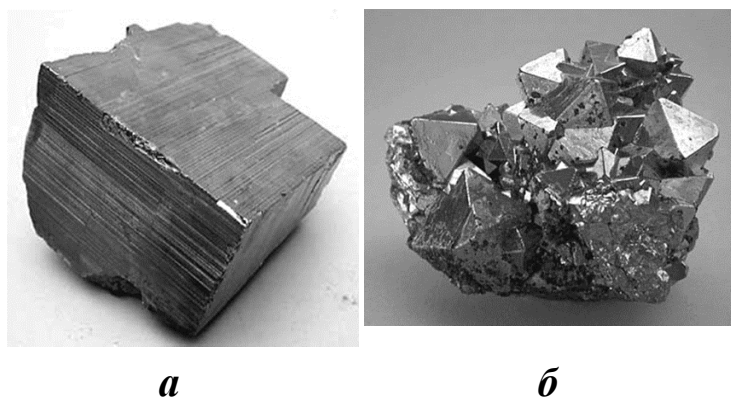


Рис. 23. Габитусы кристаллов пирита: а - кубический кристалл с комбинационной штриховкой, б - друза октаэдрических кристаллов

Габитусы кристаллов галенита PbS изометрического облика также разные (рис. 24): в виде кубов (развиты грани куба у которых углы слегка притуплены гранями октаэдра), в виде кубооктаэдров (присутствуют грани куба и октаэдра), и в виде октаэдров (развиты грани октаэдра со слегка притупленными гранями куба).

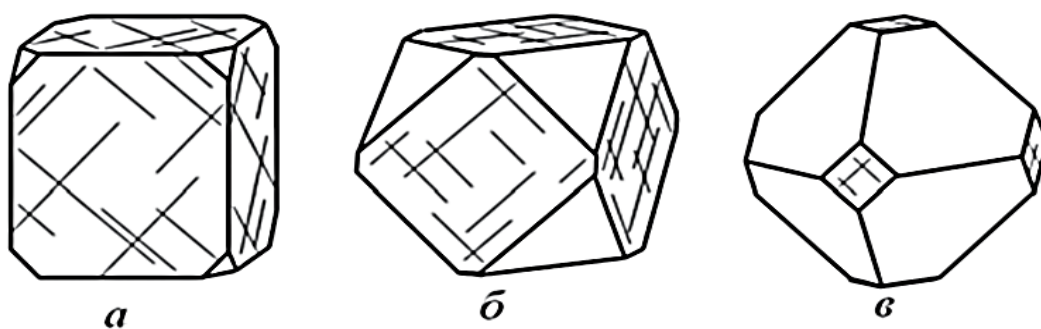


Рис. 24. Габитусы кристаллов галенита: а - кубический габитус с подчинённым развитием октаэдра; б - кубооктаэдрический габитус; в - октаэдрический габитус с подчиненным кубом

Габитус кристаллов формируется под влиянием характера состава среды, в которой происходит минералообразование.

Не все минералы можно узнать по формам их кристаллов, но для ряда минералов форма кристаллов типична и является диагностическим признаком. Например, призматические кристаллы кварца, усечённые гранями ромбоэдра и трапецоэдра, узнаются в любом цвете. Типичны также кубические или пентагон-додекаэдрические кристаллы пирита, октаэдрические кристаллы шпинели, магнетита, ромбододекаэдрические кристаллы граната и др.

Названия ряда минералов отражают характерные формы кристаллов. Например, актинолит (от греч. - лучистый камень), гранат (от лат. *granum* - зерно), лепидолит (от греч. *λεπιδος* - чешуя), хризотил (от греч. - золотистое волокно) и др.

Скульптура граней кристаллов. Грани кристаллов не являются идеальными плоскостями. При их увеличении в отраженном свете можно обнаружить неровности: вицинали, впадины и зоны растворения, штриховатость и др.

Вицинали – это пологие бугорки на гранях, образующиеся при появлении дефекта и локальном усилении роста вокруг него. Дефектами являются механические включения других минералов, повреждения (царапины и трещины).

Впадины и зоны растворения формируются при недонасыщении раствора, за счёт которого растёт кристалл. Если раствор вновь станет перенасыщенным, растворимый кристалл начнёт регенерировать. Дефекты и примеси ускоряют растворимость кристаллов. Поэтому вицинали, растворяясь создают ямки – *фигуры травления*. Вершины и ребра кристаллов растворяются быстрее, чем грани, поэтому кристаллы часто округлы и кривогранны. Кристаллы кварца и топаза при частичном растворении образуют конусовидные формы (рис. 25), а кристаллы алмаза – идеально правильные конусы.

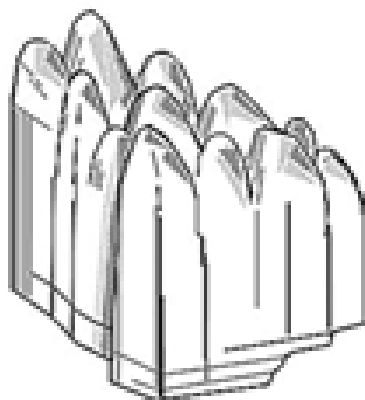


Рис. 25. Конусы растворения на кристалле топаза

Штриховатость типична для ряда минералов. У турмалина и эпидота, она проявляется вдоль вытянутости кристаллов, а у кварца – поперек, на призматических гранях. У кубических кристаллов пирита штрихи одной грани расположены перпендикулярно по отношению к каждой соседней грани (рис. 17; 23 а).

Комбинационная штриховатость граней определена повторением узких граней параллельных разделяющему грани ребру (турмалин). *Двойниковая* штриховатость результат полисинтетического сложения кристаллов (сфалерит, иногда плагиоклазы и др.). *Индукционная* штриховатость, обусловлена взаимным влиянием соприкасающихся одновременно растущих кристаллов.

Минеральные кристаллические агрегаты – это сrostки нескольких монокристаллов или скопления зёрен. Агрегаты имеют много центров роста, на которых растут отдельные кристаллы. Примером кристаллического агрегата является шлиф металла, где кристаллы не огранены, так как при быстрой кристаллизации, начавшейся одновременно во многих точках расплава, растущие кристаллы в общей массе (вне открытого пространства) препятствуют друг другу в правильном огранении. Агрегаты бывают *мономинеральными* – представлены сrostками зёрен или кристаллов одного минерала (мрамор), и *полиминеральными* – сложены разными минералами (гранит).

Агрегаты минералов также бывают кристаллического, аморфного и скрытокристаллического строения.

Облик кристаллов в агрегатах разный по размерам и морфологии.

В зависимости от ориентировки кристаллов в пространстве агрегаты подразделяются на закономерные и случайные (приблизённо закономерные и неzaкономерные).

В *незакономерных* агрегатах кристаллы и зёрна ориентированы случайно. В *приблизённо закономерных* агрегатах кристаллы имеют общую подложку и приближённо закономерную ориентировку головок кристаллов. Например, друзы и щётки.

К *закономерным* агрегатам относятся: *двойники срастания, двойники прорастания, эпитаксические сrostки, эндотаксические вrostки, гомоосевой псевдоморфизм и параллельные сrostки.*

Двойник срастания – это закономерный сросток двух кристаллов одного минерального вида, расположенных по разные стороны от плоскости срастания и связанных между собой

осевой или зеркальной симметрией. Плоскость, при отражении в которой из одного кристалла двойника выводится другой, называется *двойниковой плоскостью*. Направление при повороте, вокруг которого на 180° из одного кристалла выводится другой, называется *двойниковой осью*. Двойниковая плоскость часто совпадает с плоскостью плотнейшей упаковки ионов. При закономерном срастании трёх кристаллов сростки называются *тройниками*, а четырех – *четверниками* и т. д.

Закономерное срастание кристаллов по типу двойников энергетически выгодно, так как входящие углы выполняют роль ступени, на которой осаждение частиц облегчено по сравнению с гладкой гранью.

Двойники формируются благодаря:

1. «Ошибкам упаковки», когда в процессе роста группа частиц случайно занимает не свое, а симметричное, двойниковое положение. Далее рост продолжается с двойниковой упаковкой частиц, и отложение вещества идет преимущественно во входящих углах;

2. Соприкосновению и срастанию зародившихся кристалликов во время роста в растворе;

3. Температурным колебаниям, обуславливающим смену полиморфных модификаций, например, переход из гексагонального β -кварца в тригональный α -кварц;

4. Химическим примесям;

5. Одностороннему внешнему давлению, которое частично сбрасывает «механическое» напряжение за счет двойникования. Так образуются двойники кальцита и доломита в зернах *мраморов* и метаморфизованных, перемятых *известняков*. Иногда встречаются серии сросшихся кристаллов, когда каждые два соседних кристалла ориентируются относительно друг друга в двойниковом положении, а кристаллы,

следующие через один, являются взаимно параллельными. Такие двойники называют *полисинтетическими* (рис. 26).

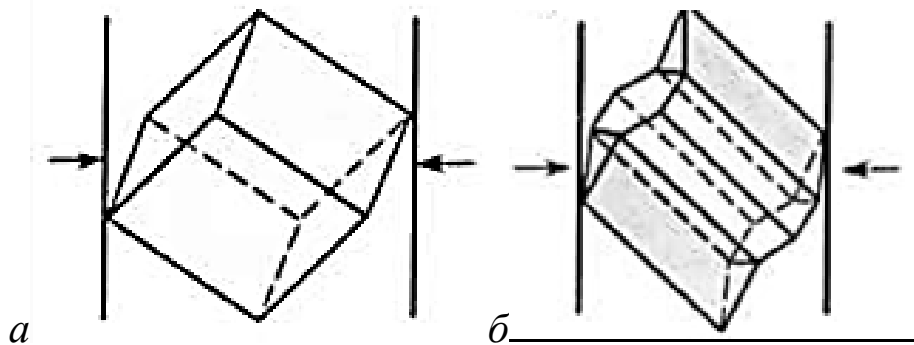


Рис. 26. Механическое двойникование: а – ромбоэдр кальцита до двойникования; б – полисинтетический двойник кальцита после двойникования

Пластинки полисинтетических двойников имеют микроскопическую толщину и поэтому придают ложную псевдохроматическую окраску плагиоклазам (каркасным силикатам). Плоскости срастаний двойников имеют *иризацию*.

Для некоторых минералов двойники типичны. Например, монокристаллы гипса имеют таблитчатую форму, а при срастании двух таких кристаллов возникают сростки «ласточкины хвосты».

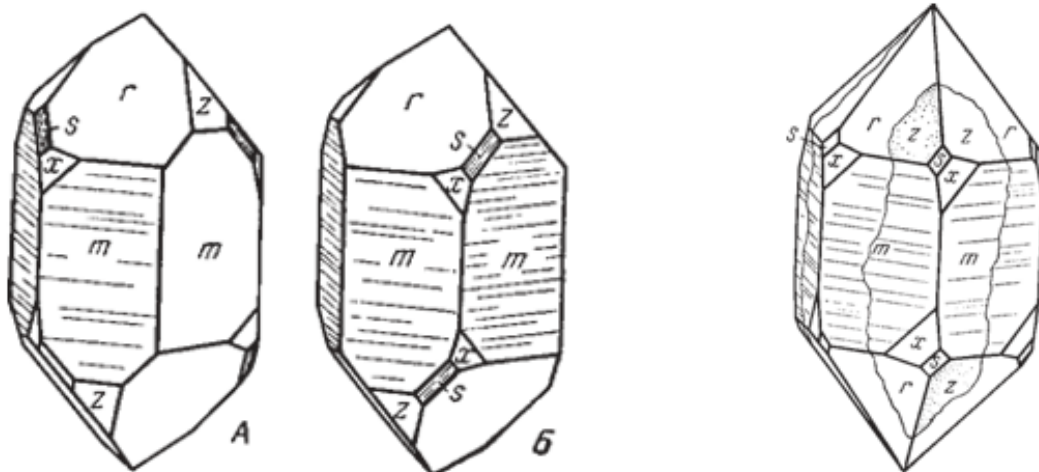
Двойники определяют по разным законам и часто наблюдаются у кристаллов α -кварца.

Дофинейские двойники с удвоенными гранями x выводятся друг из друга при повороте вокруг вертикальной оси на 60° . Грани призмы обоих индивидов сливаются, а грани ромбоэдров $г$ и z совпадают. Оптические оси обоих индивидов параллельны, поэтому двойниковое строение устанавливают путем травления. Двойниковые швы извилистые.

Бразильские двойники с удвоенными гранями x , выводятся путём отражения в вертикальной плоскости. Двойниковое строение обнаруживается также путем травления. В отличие

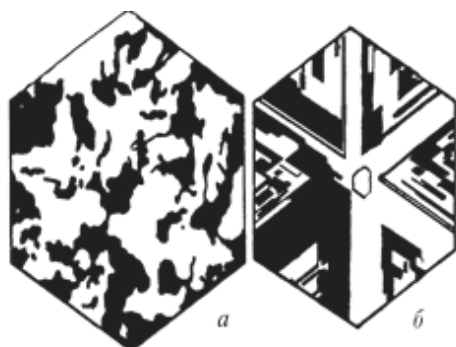
от строения дофинеи́ских двойников - двойниковые швы прямолинейные. Бразильские двойники также определяются оптически.

Японские двойники диагностируются по тригональной дипирамиде $s \{1122\}$; индивиды наклонены друг к другу под углом $84^\circ 34'$.

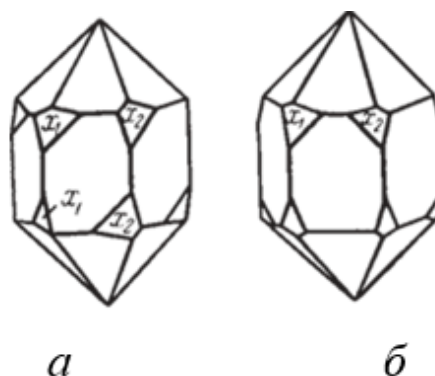


Обычные кристаллы кварца.
а) левого и б) правого:
 $m (1010)$, $r (1011)$, $z (0111)$,
 $s (1121)$, $x (5161)$

Дофинеи́ский двойник. Границы между двумя индивидами заметны по сутурной линии



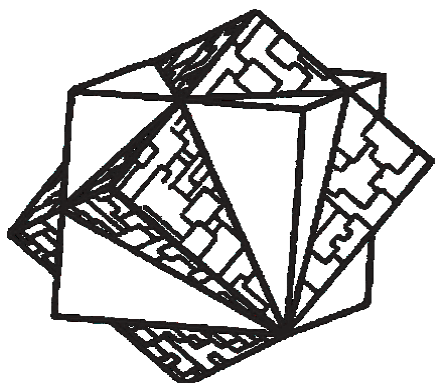
Протравленные сечения кристаллов кварца (перпендикулярно оптической оси): а) дофинеи́ский двойник; границы индивидов неправильные; б) бразильский двойник с прямыми границами двойниковых индивидов



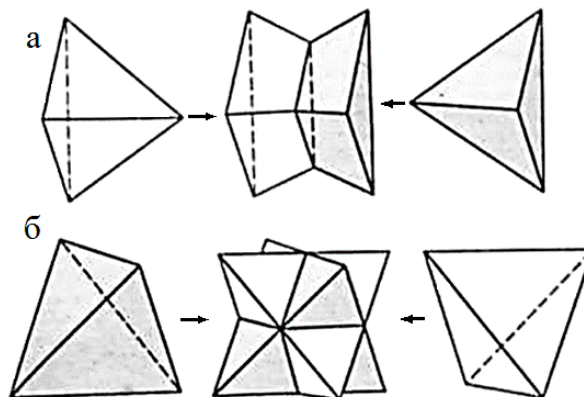
Дофинеи́ский (а) и бразильский (б) двойники

Рис. 27. Двойники кристаллов кварца

В двойниках прорастания (проникновения) кристаллы как бы пронизывают друг друга, либо насквозь проникают один в другой, соприкасаясь по сложной (ступенчатой) поверхности (рис. 28).



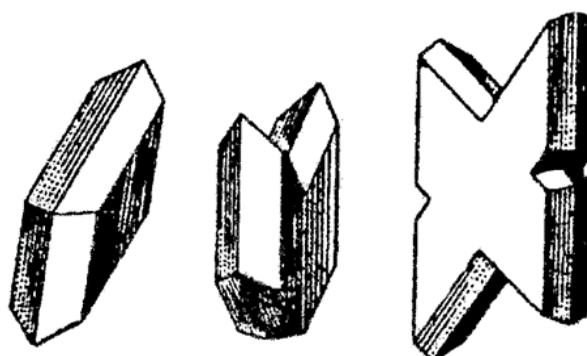
Двойник прорастания флюорита – по оси третьего порядка



Двойники срастания (а) и прорастания тетраэдров (б)



Двойник срастания гипса «ласточкин хвост» - по плоскости (100)



Формы кристаллов гипса: слева – одиночный кристалл, следующие – его двойники.

Рис. 28. Двойники срастания и прорастания (проникновения) минералов

Эпитаксические сростки – это закономерно ориентированное нарастание одного минерала на другой минерал, являющийся основанием (подложкой или матрицей). Поверхность минерала-матрицы представляет, как бы структурный дефект,

а эпитаксия его исправляет. Нарастание минералов обусловлено близостью строения плотно упакованных плоскостей срастания, поэтому поверхность раздела кристаллов имеет низкую энергию и получает преимущество перед образованием отдельного кристалла и перед случайным, неориентированным нарастанием. Эпитаксия проявляется как на микро, так и на макроуровне. Примером макроуровня эпитаксии является покрытие кристалликами халькопирита CuFeS_2 (в виде сплошной «рубашки»), кристаллов блёклой руды Cu_3SbS_3 . Примером микроуровня эпитаксии является *письменный гранит* или «еврейский камень», который представляет закономерное срастание полевого шпата и кварца при одновременной кристаллизации (рис. 42).

Эндотаксические вросстки – закономерно ориентированные вросстки, например, ильменита (FeTiO_3) в кристаллических зернах магнетита (FeFe_2O_4) как продукт распада твердого раствора (эндотаксия наблюдается под микроскопом в полированных шлифах).

Гомоосевой псевдоморфизм – ориентированное замещение с периферии одного минерала другим (например, сфалерита ZnS халькопиритом CuFeS_2 с сохранением даже двойникового строения замещаемого минерала) и др.

Параллельные сросстки образуются при автоэпитаксии – ориентированном наращивании кристаллов, одинаковых с минералом-подложкой по структуре и химическому составу. Ориентированное зарождение наращивающихся кристаллов происходит на вершинах кристалла-подложки в местах, разделяющих призму и ромбоэдрические грани головки. Разрастающиеся индивиды второго поколения смыкаются друг с другом и образуют эпитаксический венчик или утолщенную головку – "скипетр" (рис. 29).

Младшая структура продолжает старшую, и вместе они составляют один кристалл. Все элементы структур расположены параллельно, поэтому у них одинаково ориентированы грани, ребра и вершины. Зарождение параллельных сростков возможно при смене внешних условий, при этом бесцветный кварц меняется на фиолетовый аметист.

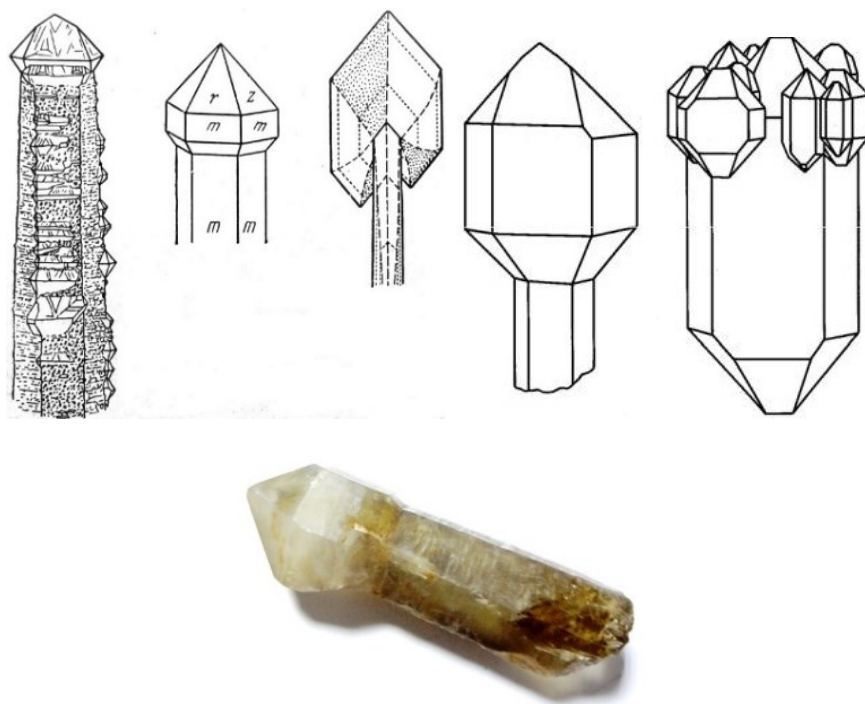


Рис. 29. Скипетровидные кристаллы кварца

По морфологии различают типы агрегатов:

1. Зернистые агрегаты – это массы сросшихся не огранённых зёрен кристаллов одного или более видов минералов, выросших в стесненных условиях. Зернистые агрегаты преобладают в земной коре и типичны для оливина, альбита, апатита.

Зёрна в агрегатах по величине бывают: *крупнозернистые* >5 мм; *среднезернистые* 1-5 мм; и *мелкозернистые* <1 мм, а по характеру распределения *равномернозернистые* и *неравномернозернистые*.

По форме зёрен различают агрегаты (рис. 30):

- *собственно зернистые* (изометричной формы);
- *листоватые, чешуйчатые* (пластинчатого облика);

- *шестоватые, игольчатые, волокнистые* (вытянутые);
- *смешанные* (разных форм), например, мусковитовые сланцы с изометрическими кристаллами альмандина (разновидность граната).



Радиально-лучистые агрегаты пиррофиллита

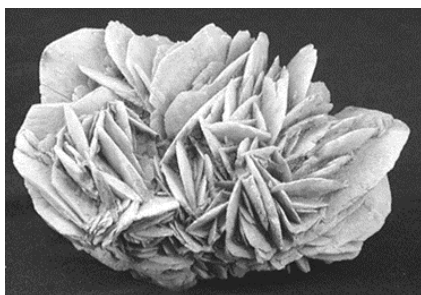


Альмандин в мусковитовом сланце. Кольский полуостров

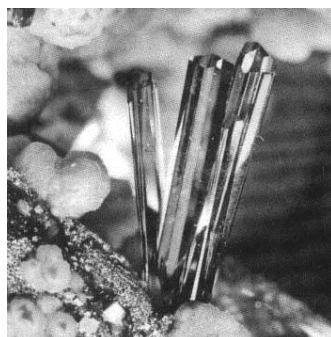
Рис. 30. Формы зерен в агрегатах

По степени заполнения пространства зернистые агрегаты бывают: *плотные* и *рыхлые*. Рыхлые агрегаты встречаются на дне усыхающих соляных озер.

2. Друзы (от нем. *druse* - щётка) – это приближенно-закономерные сростки огранённых кристаллов, выросшие на стенках пустот. Например, друзы гипса (гипсовая роза), вивианита, кварца (рис. 31).



друза пластинчатых кристаллов гипса



друза кристаллов вивианита



друза кристаллов кварца

Рис. 31. Друзы минералов

Если кристаллы друз росли в тесноте и вытянулись параллельно друг другу, то они называются *гребенчатые* или *щётковидные*. Если друзы образованы тесно сросшимися мелкими кристалликами, то их называют кристаллические *корки*.

Зародыши кристаллов вначале растут в любых направлениях, но из-за тесноты, остаются только те кристаллы, которые развиваются перпендикулярно к поверхности стенки (основанию-подложке), то есть по «принципу геометрического отбора».

Принцип геометрического отбора объясняет рисунок 32. В стадии «а» число зародившихся кристаллов не меняется и все они растут. На этапе «б» рост вступает в стадию геометрического отбора и число растущих индивидов сокращается. В периоде «в» параллельно-шестоватого роста механизм геометрического отбора перестает действовать и число индивидов больше не меняется.



Рис. 32. Процесс формирования друзы:
а) рост отдельными кристаллами; б) друзовый агрегат;
в) параллельно-шестоватый агрегат; г) щётка

На вогнутой стенке возникают радиально сходящиеся лучистые агрегаты – *друзы срастания*, а на выпуклой радиально расходящиеся игольчатые или столбчатые агрегаты – *друзы разрастания*.

При формировании друзы в щели или трещине кристаллы упираются в противоположную стенку и останавливают свой рост. При расширении трещины рост агрегата может продолжаться, при этом его строение будет зависеть от скорости расширения трещины.

Если при росте агрегата трещина раздвигается за счёт кристаллизационного давления, формируются *параллельно-шестоватые агрегаты* – "жилы с просечкой". Например, асбесты (хризотилковый и амфиболовый) и волокнистый гипс (селенит).

В образовании параллельно-шестоватых агрегатов с просечкой участвует *автоэпитаксия*. Шестоватые кристаллы агрегата вытянуты параллельно друг другу и перпендикулярно стенкам трещины, вмещающей жилу (рис. 33). В средней части агрегата – жилы – есть "просечка", которая содержит мелкие посторонние включения.



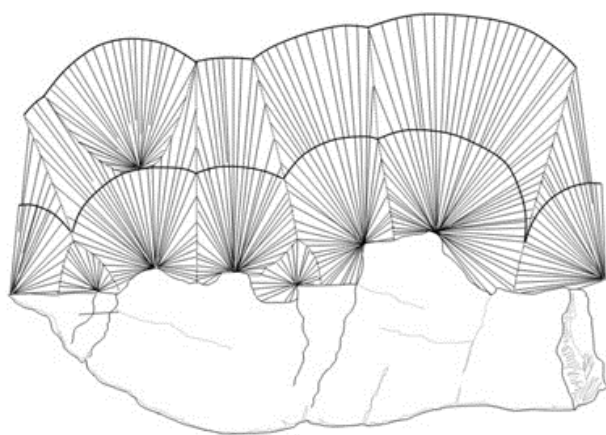
Рис. 33. Параллельно-шестоватый агрегат волокнистого гипса (селенита) с просечкой в центральной зоне жилы

Рост агрегата в трещине начинается с образования друзового прожилка – будущей просечки. Дорастая до стенок трещины, кристаллы давят на них с усилием 200 тонн на метр

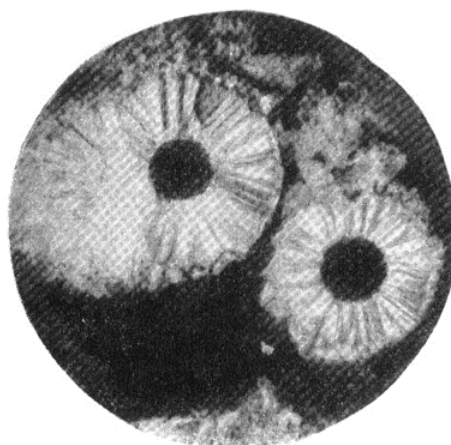
квадратный в обе стороны и расширяют трещину за счёт уплотнения породы. В это время в друзовом прожилке идёт геометрический отбор, ориентирующий кристаллы параллельно друг другу и перпендикулярно к стенке трещины. После расширения трещины в обе стороны шестоватые кристаллы дружно растут.

При росте селенита в пластовых жилах сила тяжести улучшает поступление питающего раствора к верхнему контакту и одновременно ослабляет питание нижнего контакта. Вследствие этого параллельно-шестоватый агрегат селенита обычно растёт несколько быстрее вверх, а просечка смещена вниз от середины.

3. Радиально-лучистые агрегаты – это близкие к округлой форме стяжения с радиально-лучистым и скорлуповатым строением. В таких агрегатах кристаллы нарастают на замкнутую выпуклую поверхность крупинки породы или кристаллика. Центр радиально-лучистого агрегата имеет зону геометрического отбора. Иногда такой агрегат напоминает сферолит. Но сферолиты – это не агрегаты, а сложные индивиды – расщеплённые кристаллы. Сферолиты – это сферические агрегаты радиально-лучистого строения (рис. 34).



строение сферолитовой корки почковидного агрегата гематита «красная стеклянная голова»



вид ядросферолитов под микроскопом

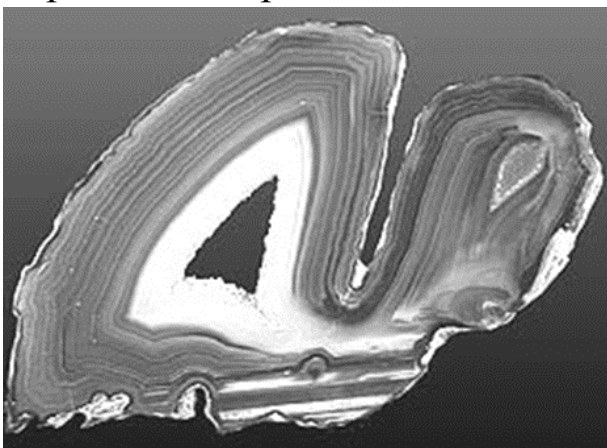
Рис. 34. Радиально-лучистые агрегаты и ядросферолиты

Сферолиты образуются двумя путями: либо нарастая на другие зёрна минералов, либо нарастая на стенки пустот:

- при расщеплении одиночных кристаллов, растущих на сложной поверхности пустот, образуются *сферолитовые корки*;

- при расщеплении кристаллов, растущих в стеснённых условиях, на поверхности зёрен минералов – затравках, их лучи расходятся от центра к периферии и приводят к образованию *ядросферолитов*.

4. Секрции (secretio - выделение) - это отложения коллоидных минералов или кристаллов в пустотах горных пород (рис. 35). Минеральное вещество в секрциях отлагается концентрическими слоями от стенок пустоты к центру. Слои пёстро окрашены в виду разного состава. Заполнение полости минеральным веществом может быть полным или частичным. В центре секрций часто располагаются друзы или натёчные образования. Мелкие секрции до 1 см в поперечнике называются *миндалинами*, крупные более 2 см в диаметре - *жеодами*. Широко известны секрции халцедона в миндалинах базальтов. Секрции образуются благодаря приносу вещества истинными и коллоидными растворами при гипергенных и гидротермальных процессах.



Халцедоновая секрция зонально-концентрического строения

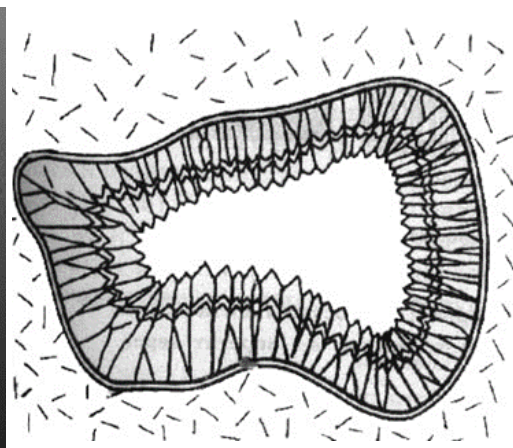


Схема строения секрции (жеоды) с полостью, выполненной щётками кварца

Рис. 35. Секрции

5. Конкреции (concretio - стяжение) - это шаровидные агрегаты (желваки) радиально-лучистого строения (рис. 36). Конкреции, пространство для роста освобождают кристаллизационным давлением, поэтому они образуются в рыхлых, осадочных породах и почвах. Конкреции разрастаются вокруг центра-затравки, способного осаждать конкрециеобразователь (вещество, концентрирующееся химическим или биологическим путём из истинного или коллоидного раствора). Рост конкреций происходит от центра к краям. Размеры конкреций варьируются от миллиметров до десятков сантиметров и даже метров в поперечнике. В форме конкреций выделяются минералы, образуемые осадочным (поверхностным) путём: пирит, марказит, фосфорит, сидерит, барит и др.

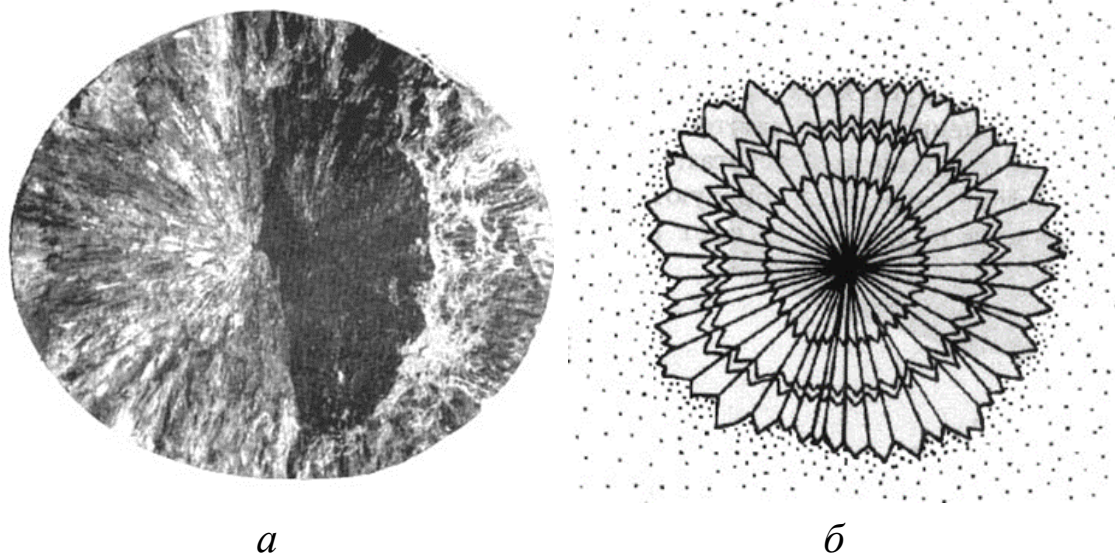


Рис. 36. Конкреция фосфорита радиально-лучистого строения в поперечном срезе (а) и схема строения конкреции (б)

6. Оолиты - шарообразные агрегаты с концентрической слоистостью и скорлуповатостью в поперечном разрезе размером от миллиметров до 2 сантиметров. Пизолиты аналогичные стяжения размером более 2 см. Оолиты и пизолиты образуются в подвижных водных средах из взвешенных пес-

чинок, органических частиц, пузырьков газа, которые обволакиваются слоями минерала, и по мере утяжеления падают на дно. Так формируются, например, известковые оолиты из кальцита и арагонита. В виде оолитов встречаются также марганцовые, железные руды, бокситы (смесь гидроокислов алюминия, железа и глинистых минералов). Осадочные породы, состоящие из сцементированных оолитовых стяжений, называются гороховые или икряные камни.

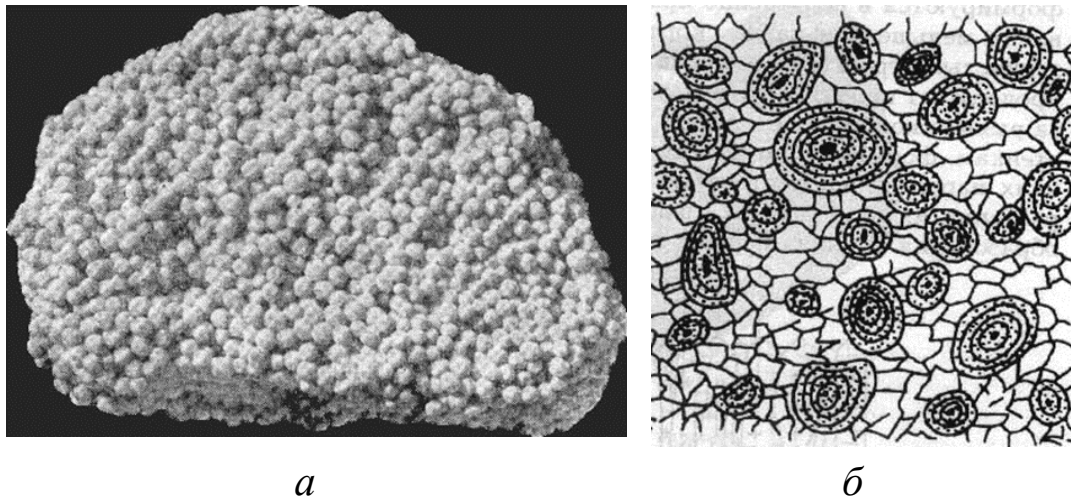


Рис. 37. Оолитовые стяжения кальцита (а) и схема строения оолитов (б)

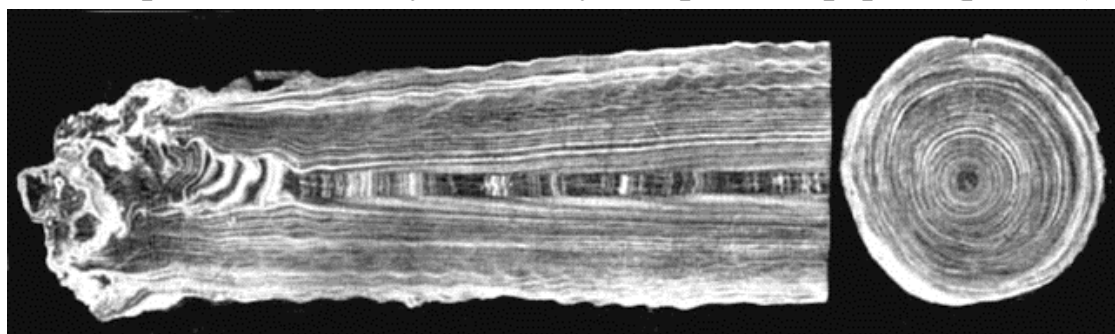
7. Натёчные агрегаты – образуются в полостях при поступлении истинных растворов и кристаллизации из них минералов на ранее отложенных. Разнообразие натёчных агрегатов зависит от скорости зарождения и роста кристаллов, на разных поверхностях - подложках, а также от скорости поступления питающих растворов.

Разрезы натёчных образований имеют радиально-лучистое или концентрически-зональное строение, что объясняется чередованием зон, состоящих либо из одного минерала, но разной окраски или с разными физическими свойствами, либо из разных минералов. Натёчные образования состоят из минералов: опал, халцедон, кремний, гидроокислы железа (лимонит, гетит) и марганца (псиломеланы), малахит, гипс, ара-

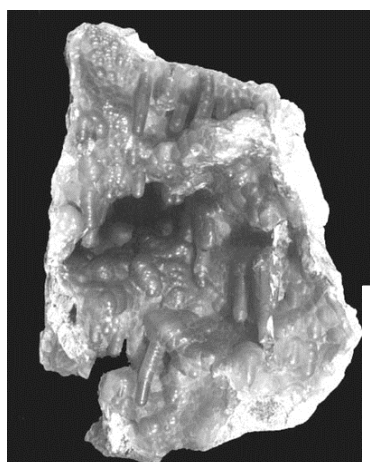
гонит, кальцит, сульфиды металлов. Разный минеральный состав концентрических слоёв говорит об изменении состава притекавших растворов в процессе роста.

В пустотах и в пещерах образуются:

- *Сталактиты* – (от греч. «натекащий по капле») свисающие с верхних частей пустот конусообразные формы (рис. 38).



а



б

Рис. 38. Продольный и поперечный разрезы кальцитового сталактита (а) и сталактиты халцедона (б)

- *Сталагмиты* – поднимающиеся кверху конусообразные формы, возникшие в нижних частях пустот за счет падающих капель.

Размеры сталактитов и сталагмитов из арагонита и кальцита в пещерах варьируют от сантиметров до нескольких метров. Сталагмиты обычно толще сталактитов, так как вода при падении разбрызгивается. Время роста сталактитов и сталагмитов занимает сотни и тысячи лет. Сталагмиты и сталактиты со временем могут срастаться, образуя сталагнаты.

- *Сталагматы* – это колонноподобные образования, возникающие при соединении сталактитов и сталагмитов.

- *Псевдосталактиты* отличаются от сталактитов формированием. Изначально полости заполняются раствором кремнезема. Затем из стенок полости проникают растворы солей железа или марганца. Растворы, реагируя между собой, образуют по стенкам мембранную плёнку. Осмотическое давление отслаивает мембрану от стенок, прорывает её, и появляются мембранные трубки с ветвями и изгибами до 180°. Трубки, выросшие со свода, свисают вниз, а те, что появляются на дне, ложатся и сливаются с выстилающей полость мембраной. Через время мембрана твердеет и на ней слой за слоем нарастает халцедон формируя сферолитовую корку. Псевдосталактит имеет форму цилиндра с одинаковым диаметром по всей длине и одинаковой толщиной слоёв халцедоновой стенки (рис. 39).

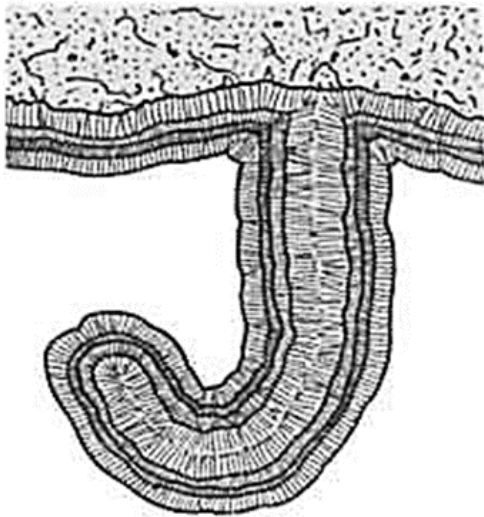


Рис. 39. Схема строения псевдосталактита

В приповерхностных зонах выветривания руд и горных пород образуются почковидные и гроздевидные агрегаты.

- *Почковидные* натёчные агрегаты - состоят из множества «почек». Часто встречаются почковидные агрегаты гетита (бурая стеклянная голова), малахита, кальцита, арагонита (рис. 40).

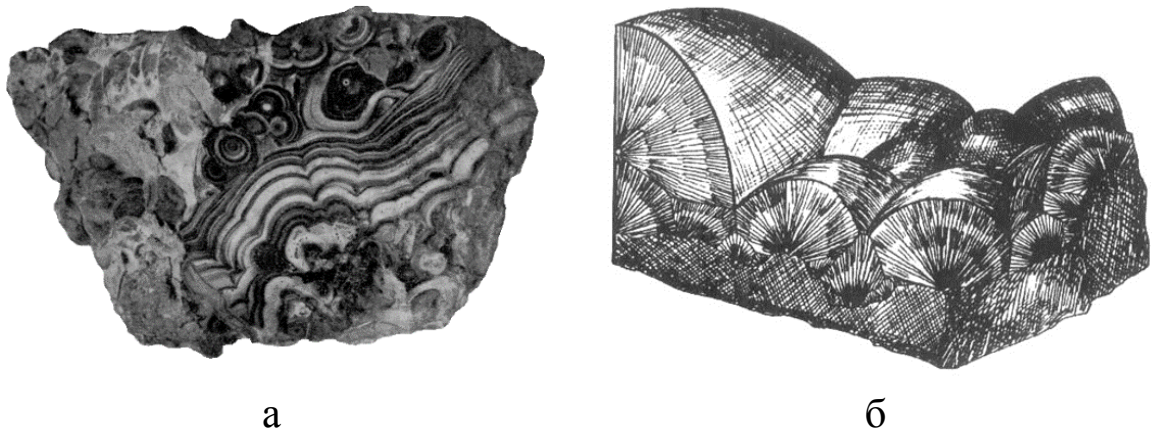


Рис. 40. Почковидный агрегаты (а - малахит, б – гетит)

8. Землистые массы – это скопления мягких, рыхлых, мучнистых агрегатов минералов в виде корок, возникающих при химическом выветривании руд и горных пород. По цвету землистые массы бывают чёрными – образования гидроокислов марганца; охристыми, жёлто-бурыми – образования гидроокислов железа. Каолинит и монтмориллонит также образуют землистые массы.

9. Налёты, плёнки и примазки – это тонкие образования вторичных минералов на поверхности первичных минералов или пород. Например, тонкие бурые плёнки лимонита (гидроокислов железа) на кристаллах горного хрусталя. Или локальные зелёные примазки малахита и синие налёты азурита на горных породах, вмещающих медные руды (самородную медь или халькозин).

10. Выцветы – это временные рыхлые корочки или локально рассеянные моховидные и пушистые высолы легкорастворимых в воде солей (сульфатов, хлоридов). Обычно они появляются на поверхности руд, горных пород, почв и в трещинах в жаркую сухую погоду, а в дождливые периоды года они исчезают.

11. Дендриты (от греч. *дендрос* - дерево) – имеют вид дерева, ветви которого растут в направлении более крепкого

раствора (рис. 41). Встречаются на поверхности пород вдоль тонких трещин. Дендриты типичны для окислов марганца (пиролюзита).

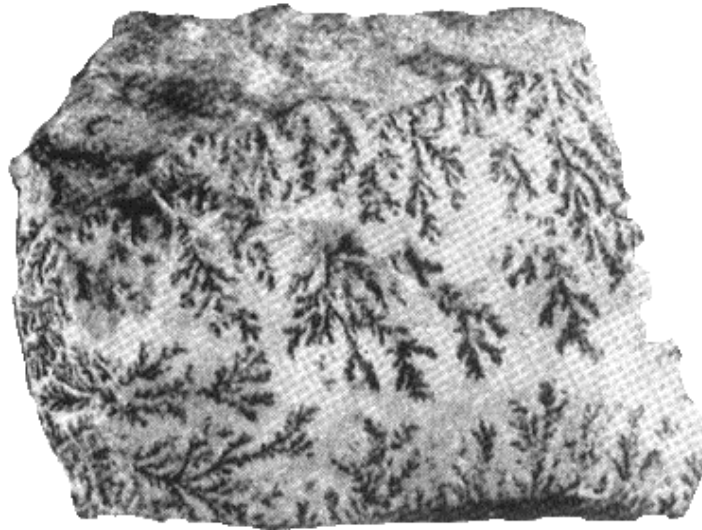


Рис. 41. Дендриты пиролюзита

11. Кольца и спирали Лизеганга – это полосчатые кольца и спирали, образующиеся при периодическом осаждении каких-либо соединений или при диффузии их в тонкопористых породах. Похожие образования возникают и при процессах выветривания. Например, ритмические кольца, полосы, гиперболы, окрашенные гидроокислами железа, в известняках, песчаниках и других породах.

12. Псевдоморфозы (от греч. *псевдос* - ложь, *морфис* - образование) – это минералы с нетипичными кристаллическими формами. Так, моноклинный гипс заполняющий полость, образованную при растворении кристаллов галита, может принимать форму кубических кристаллов. Псевдоморфозы могут возникнуть и при замещении одного минерала другим с сохранением его внешней формы. Так, псевдоморфозы гидрогетита (лимонита) по пириту бывают характерной кубической формы. Пирит (FeS_2) попав в зону окисления, разрушается и переходит в лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), который и заполняет оставшуюся от выщелачивания форму пирита.

Часто наблюдаются псевдоморфозы по вымершим организмам (псевдоморфозы фосфорита по аммонитам, аргонита по белемнитам, псевдоморфозы опала и кремния по дереву) и другие.

13. Параморфоза – та же псевдоморфоза, только минерал, который замещает исходный, имеет идентичный с исходным минералом химический состав.

14. Глиптоморфозы – рельефные отпечатки (слепки) кристаллов галита, гипса, льда на поверхностях наслоения карбонатно-глинистых, песчаных и красноцветных отложений, выполненные веществом вмещающей породы. Глиптоморфозы образуются при временном осушении участка кристаллизацией при этом на нём солей, а затем при отложении следующего слоя – их растворением и заполнением оставшихся отпечатков кристаллов осадками этого слоя.

Задание 4. Изучить морфологические особенности минералов.

Оборудование и материалы. Наборы монокристаллов минералов: кварц (горный хрусталь), кальцит (исландский шпат), галит, пирит, гипс и другие. Наборы агрегатов минералов: друзы, щётки, секретиции, конкреции, оолиты, дендриты, сталактиты. Наборы псевдоморфоз и глиптоморфоз (халцедон по древесине, пирит по аммонитам и трилобитам).

Содержание работы. 1. Зарисовать монокристаллы минералов в тетради и указать название минералов и их формулы. 2. Зарисовать агрегаты минералов, псевдоморфозы и глиптоморфозы.

3.2 Оптические свойства минералов

Цвет является важным физическим свойством минералов, позволяющим проводить их диагностику.

● *Цвет* или окраска минерала – это способность минерала отражать, преломлять и пропускать через себя видимый свет.

Названия многих минералов происходят от их цвета. Лазурит и азурит (от франц. *azur* - лазурь), имеют голубой цвет, хлорит - зелёный (от греч. *хлорос* - зелёный), родонит - розовый (от греч. *родон* - роза), рубин - красный (от лат. *ruber* - красный), аурипигмент - золотисто-жёлтый (*аурум* - золото, *пигмент* - окраска), гематит - буро-красный (от греч. *гематикос* - кровавый), альбит - белый (*albus* - белый), крокоит - красно-оранжевый (от греч. *крокос* - шафран, подразумевается его цвет), хризолит, хризоберилл (от греч. *хризос* - золото), эритрин (от греч. *эритрос* - красный), меланит (от греч. *мелас* - черный) и т. д.

Цвет минерала описывают по физической и бытовой шкале.

Физическая шкала: красный, оранжевый, желтый, зелёный, голубой, синий, фиолетовый, белый, серый, черный, коричневый.

Бытовая шкала объединяет цвета предметов: вишневый, винный, оливковый, медовый, соломенный, канареечный и уточняет оттенки минералов, например, вишнево-красный, карминно-красный, молочно-белый, оловянно-белый, серебристо-белый, стально-серый, свинцово-серый, медово-желтый, латунно-желтый, соломенно-желтый, бронзово-желтый, изумрудно-зеленый, яблочко-зеленый (цвет неспелого яблока), травяно-зеленый, фисташково-зеленый, грязно-зеленый, шоколадно-бурый, свинцово-серый и т. д.

Окраску минералов определяют в ненарушенном образце, в тонком порошке, в прозрачных шлифах и в отражённом свете.

Окраска ряда минералов в ненарушенном образце не постоянна. Причины окраски минералов обусловлены: идиохроматизмом, аллохроматизмом, псевдохроматизмом и ахроматизмом.

Идиохромотизм (от греч. *идиос* - свой, собственный) определяет цвет, обусловленный внутренними своими особенностями минерала:

1. Наличие и сочетание в кристаллической решётке минерала элементов-хромофоров (Fe, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni - элементы семейства железа, и в меньшей степени - W, Mo, U, Cu). Хромофор придает минералам разную окраску в зависимости от валентности, концентрации, присутствия других химических элементов и соединений. Например, хром Cr^{3+} (от греч. *хрома* - окраска, цвет) даёт травяно-зелёную окраску уваровиту $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$, изумруду (разновидность берилла $\text{Be}_3(\text{Al}, \text{Cr})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$), фукситу (разновидность мусковита), красную окраску рубину Al_2O_3 , пиропу $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, и фиолетовую родохрому. Зелёная окраска изумрудов связана также и с присутствием V_2O_3 . Ион $[\text{CrO}_4]^{2-}$, содержащий Cr^{6+} , в искусственных соединениях обычно даёт жёлтые соединения, но в соединении его с сильно поляризующими катионами наблюдается окрашивание в оранжево-красный цвет. Таков, например, минерал крокоит ($\text{Pb}[\text{CrO}_4]$). Присутствие Ti^{4+} , иона гидроксидов и железа в сапфире Al_2O_3 определяет синий цвет. Синий цвет обусловлен так же совместным присутствием Fe^{3+} и Fe^{2+} . Присутствие Fe^{3+} в сидерите FeCO_3 определяет красно-бурый цвет, а содержание Fe^{2+} в анапаите $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ - зелёный. Безводные минералы, содержащие Cu^{2+} бесцветны, а с разным количеством кристаллизационной воды и ионов $(\text{OH})^{1-}$ синие и зелёные. Так малахит $\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ зелёный, а азурит $\text{Cu}_3[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ синий. Родонит $\text{CaMn}_4[\text{Si}_3\text{O}_9]$ - розовый благодаря наличию Mn^{3+} . Наличие Co^{2+} в эритрине $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ обуславливает розовый цвет.

2. Наличие дефектов кристаллической решётки минерала – нарушение однородности строения и явление *энергохромотизма*

тизма – нарушение электростатического состояния ионов решётки (наличие нейтральных, возбуждённых и слабо заряженных атомов), также придаёт другую окраску. Дефектами кристаллической решётки обусловлена синяя окраска галита NaCl, которая вызвана присоединением электронов ионами натрия Na^{1+} и их переходом в нейтральные атомы. Синяя окраска галита получается при сильной односторонней деформации (сжатии) и пропитывании его парами металлического натрия; воздействия на него катодными или рентгеновскими лучами, несущими свободные электроны. При нагревании до 200°C окраска исчезает и галит становится бесцветным. Синий галит в природе встречается также в присутствии калийсодержащих хлоридов, у которых в примеси содержится рубидий. Последний способен излучать β -частицы (электроны) и, в результате, обуславливает эту синюю окраску.

Винно-жёлтый топаз под воздействием радиоактивного излучения становится тёмно-оранжевым, а непрозрачный кварц – бурым, а алмаз – зелёным, бурым и голубым. Эти же свойства есть и у флюорита. Бесцветный флюорит может стать фиолетовым при действии на него паров металлического кальция или электрическими разрядами. При нагревании окраска флюорита исчезает и обратно возвращается при облучении его рентгеновскими лучами. Это объясняется дефектными центрами окраски, которые представляют собой вакансии на месте аниона F^{1-} , замещённого свободным электроном.

3. Существуют минералы, окраска которых обусловлена явлением *стереохроматизма*, то есть присутствием ионов или целых их групп внутри пустых промежутков структуры. Так,

у некоторых силикатов имеет место «внедрение» таких дополнительных анионов, как Cl^{1-} , $[\text{SO}_4]^{2-}$ и др. Примером может служить ярко-синий минерал лазурит $(\text{Na},\text{Ca})_8[(\text{SO}_4,\text{S},\text{Cl})_2](\text{AlSiO}_4)_6$.

Аллохроматизм (от греч. *аллос* - посторонний) – определяет окраску минерала-хозяина, вызванную посторонними (не зависящими от химической природы самого минерала) рассеянными механическими примесями, окрашенными в тот или иной цвет хромофорами, в том числе за счёт явления изоморфизма. Окрашенные таким способом минералы можно считать грубыми дисперсиями. Например, кварц имеет разные цвета. Так, чистый от примесей кварц – *горный хрусталь* бесцветный, водяно-прозрачный. Зелёный цвет кварца – *празем*, обусловлен мельчайшими включениями чешуек зелёного хлорита или иголочек актинолита. Зеленовато-серый, светло-оранжево-жёлтый кварц – *кошачий глаз* с включениями асбеста. *Тигровый глаз* – кварц полосчатый, золотистый, тёмно-бурый из-за мелких включений волокнистых и чешуйчатых минералов. *Соколиный глаз* – кварц синеватый с включениями крокидолита. Синюю окраску кварца также определяют включения иголочек рутила. Молочно-белую окраску кварцу придают газово-жидкие включения и трещиноватость. Кварц может быть дымчатым (*раухтопаз*), чёрным (*морион*), фиолетовым (*аметист*), розовым, лимонно-жёлтым (*цитрин*), буровато-красным с мерцающим отливом в связи с включениями золотистых блёсток гематита и слюды (*авантюрин*) и других оттенков. Турмалин бывает чёрным (*шерл*), розовым (*рубеллит*), зелёным и даже многоцветным (полихромным), когда один кристалл окрашен розовыми, зелёными, бурыми и других оттенков цветными полосами. Механическая примесь гематита часто вызывает красную или бурую окраску *галита*, *сильвина* и *агатов*. Синяя окраска *корунда* вызвана тончайшими вростками ильменита.

Псевдохроматизм (от греч. *псевдо* - ложный) – цвет, связанный с оптическими эффектами: иризацией, интерференции, опалесценции и побежалостью.

На поверхности некоторых прозрачных и полупрозрачных минералах наблюдается явление *иризации*, проявляющееся как цветной отлив на гранях или плоскостях спайности, в виду наличия тонких включений или трещин, вызывающих интерференцию света.

Интерференция – это игра цветов, обусловленная отражением света от внутренних граней, плоскостей спайности минерала или микроскопических включений другого минерала. Например, иризация в зеленовато-синих тонах лабрадора (минерал группы плагиоклазов из семейства полевых шпатов) позволяет использовать горную породу лабродорит для облицовки фасадов зданий. Такой же эффект мы наблюдаем на благородном опале. Радужная игра цветов на опале получила название *опалесценции*.

У некоторых непрозрачных минералов наблюдаются побежалость – это цветная пленка на окислившейся поверхности минерала. Иризирующие радужные пёстрые плёнки видны на поверхности: борнита Cu_5FeS_4 – фиолетово-синие, халькопирита – радужные малиново-жёлто-сине-зелёные, антимонита – тёмно-синие.

Цвет минерала нередко *анизотропен*, то есть изменяется в зависимости от направления прохождения света.

Ахроматический цвет минерала возникает при равномерном поглощении всего спектра видимого света. Например, бесцветный горный хрусталь, молочно-белый кварц, серая каменная соль.

Цвет минерала определяют также в тонком порошке, который получают путём трения о неглазированную (шероховатую или матовую) поверхность фарфоровой чашки, так назы-

ваемый *бисквит*. Черту на фарфоровой пластине дают минералы с твёрдостью не более 6, так как твёрдость фарфора равна 6 единицам.

Цвет черты минерала – это цвет минерала в тонком порошке на белом фоне. Этот диагностический признак по сравнению с окраской ненарушенного минерала более постоянный.

Часто цвет минералов в ненарушенном состоянии совпадает с цветом их порошков. Для этих минералов окраска является постоянной и характерной. Например, у киновари HgS окраска минерала и цвет порошка карминно-красные, у малахита – ярко-зелёные, у магнетита – черные, у лазурита – синие, у азурита – голубые, у аурипигмента – жёлтые и т. д.

Минералы, меняющие цвет в зависимости от примесей, характеризуются непостоянной окраской. Таковы разновидности кварца: бесцветные (прозрачные), молочно-белые, желтовато-бурые, почти черные, фиолетовые, розовые.

В случае если цвет черты у ряда минералов не совпадает с цветом минерала в ненарушенном состоянии, то диагностировать их по цвету черты довольно легко.

Так кубические кристаллики пирита в ненарушенном образце имеет соломенно-жёлтый или металлически-золотистый цвет, а цвет черты его – чёрный. Цвет ненарушенных гётита, гидрогётита, гематита и магнетита стально-серый или чёрный. Эти минералы похожи друг на друга. Но цвет черты гётита и гидрогётита – жёлто-бурым, гематита – вишнево-красный, а магнетита – чёрный.

Полупрозрачные и прозрачные минералы, как правило, дают бесцветную (белую) или слабоокрашенную черту. Поэтому большее диагностическое значение цвет черты имеет для непрозрачных или полупрозрачных резко окрашенных минералов. Аллохроматическая окраска полупрозрачных минералов,

вызванная примесями, отвечает цвету этих соединений в порошке. Таковы, например, желто-бурые и бурые опалы, окрашенные гидроокислами железа, красные яшмы, густо проникнутые тонкораспыленной безводной окисью железа и т. д.

Минералы с металлическим блеском дают обычно чёрную черту вне зависимости от их окраски.

Задание 5. Определение цвета минералов в ненарушенном образце и цвета их черты на бисквите

Оборудование и материалы. Набор минералов: пирит; халькопирит; азурит; малахит; киноварь; аурипигмент; кварц - морион, горный хрусталь, магнетит, гематит, лимонит (гётит и гидрогётит), кальцит, гипс, галит. Фарфоровые пластинки (бисквит).

Содержание работы. Вписать названия выданных минералов в таблицу 4, указать цвет в ненарушенном образце и в черте.

Таблица 4

Цвет минерала и цвет черты

Минералы с постоянной окраской		
Минерал	Цвет в куске	Цвет черты
азурит	голубой, синий	голубой, синий
малахит	зелёный	зелёный
пирит	светло-жёлтый	чёрный
халькопирит	золотисто-, латунно-жёлтый	чёрный
киноварь	коричневато-красный	красный
аурипигмент	оранжево-жёлтый	жёлтый
магнетит	железно-черный	чёрный
гематит	стально-серый или чёрный	вишнёво-красный
лимонит	бурый, жёлто-бурый	бурый, жёлто-бурый
кальцит	белый, прозрачный	белый
гипс	белый	белый

Прозрачность – способность минерала пропускать свет. Прозрачность минералов включает три группы.

Прозрачные – хорошо пропускают свет. Видны внутренние дефекты (трещины, включения). Например, топаз, кварц - горный хрусталь, кальцит - исландский шпат, галит.

Полупрозрачные – просвечивают в тонких краях, сколах и шлифах. Например, халцедон, опал, изумруд, сфалерит, киноварь.

Непрозрачные – не просвечивают. Например, пирит, галенит, магнетит, графит.

Задание 6. Определение прозрачности минералов

Оборудование и материалы. Набор минералов: кварц – разновидность горный хрусталь, кальцит – разновидность исландский шпат, галит, мусковит, Марьино стекло, халцедон, опал, сфалерит, пирит, халькопирит, галенит, гематит, магнетит, графит.

Содержание работы. Определите прозрачность выданных минералов. Результаты запишите в таблицу 5.

Таблица 5

Прозрачность минералов

Прозрачность	Минерал
Прозрачные	
Полупрозрачные	
Непрозрачные	

Блеск - способность минерала отражать свет от ровной гладкой поверхности (грани, плоскости спайности).

Выделяют три группы блеска по возрастанию яркости.

Неметаллический блеск типичен нерудным минералам:

стеклянный - у прозрачных и полупрозрачных минералов: кварц, флюорит, кальцит, корунд, гранат и другие;

алмазный - у минералов: алмаз, сфалерит, киноварь, циркон, рутил, сера (на гранях) и другие;

жирный - у минералов со стеклянным и алмазным блеском на скрытобугорчатой поверхности излома: кварц и сера - на изломе;

перламутровый - у «слоистых», пластинчатых прозрачных минералов с весьма совершенной спайностью: слюда - мусковит, тальк, гипс - Марьино стекло;

шелковистый - у минералов с параллельно-волокнистым строением: асбест, гипс - селенит;

матовый - у землистых масс: мел, каолин, лимонит;

восковый - у минералов с аморфным, скрытокристаллическим строением и твёрдых гелей: кремни, опал.

Полуметаллический блеск минералы: куприт, киноварь, гематит, магнетит, графит и другие.

Металлический блеск встречается у рудных непрозрачных минералов: самородные металлы, пирит, халькопирит, никелин, антимонит, молибденит, галенит, арсенопирит и другие.

Задание 7. Определение блеска минералов

Оборудование и материалы. Набор минералов: пирит, халькопирит, галенит, гематит, магнетит, графит, кварц, кальцит, флюорит, сфалерит, сера, киноварь, мусковит, селенит, Марьино стекло, асбест, тальк, нефелин, каолинит, мел, лимонит, опал, кремни.

Содержание работы. Определите виды блеска выданных минералов. Результаты запишите в таблицу 6.

Таблица 6

Блеск минералов

Блеск		Минерал
Металлический		
Полуметаллический		
Неметаллический	стеклянный	
	алмазный	
	жирный	
	перламутровый	
	шелковистый	
	матовый	
	восковый	

3.3 Механические свойства минералов

Спайность – это способность минерала раскалываться по определённым кристаллографическим направлениям или плоскостям спайности (ровные, гладкие, параллельные поверхности). Направления раскола минерала параллельны

плоским сеткам с максимальной плотностью атомов, но наиболее слабо связанных между собой. Спайность зависит от внутреннего строения минерала. Минералы с выраженной спайностью называют шпатами (от греч. *spate* - пластина. Шпатами в минералогии называют кристаллические вещества, не имеющие металлического блеска, но обладающие совершенной спайностью по двум или более направлениям). Характеризуя спайность, определяют степень её совершенства; простую форму, по которой раскалывается кристалл; угол между плоскостями спайности.

По степени совершенства выделяют пять видов спайности.

Спайность весьма совершенная – минерал легко раскалывается (расщепляется) на тонкие пластины и листы, например, слюды: биотит, мусковит; тальк; графит; хлорит; молибденит и другие.

Спайность совершенная – кристаллы раскалываются при лёгком ударе на правильные пластинки, бруски и кубики с ровными поверхностями. Получить излом по другим направлениям трудно. Так, кальцит (исландский шпат) раскалывается на ромбоэдры, кубические кристаллы флюорита (плавикового шпата) на октаэдры, а галенит и галит на кубики.

Спайность средняя – сколы не всегда ровные, иногда получаются по случайным направлениям. Например, пироксены, рутил, из группы полевых шпатов альбит, ортоклаз (микроклин, санидин) и анортит.

Спайность несовершенная – обнаруживается с трудом, поверхность скола неровная (апатит, нефелин, касситерит, сера).

Спайность весьма несовершенная – спайности нет. Например, корунд, магнетит, самородные металлы и другие.

Простая кристаллографическая форма минерала определяет количество направлений раскола (рис. 42): одно – по пинакоиду (слюды: биотит, мусковит); два – по ромбической или тетрагональной призме (натролит); три – по гексагональной призме, ромбоэдру и кубу (галенит, кальцит); четыре – по октаэдру (флюорит); шесть – по ромбододекаэдру (сфалерит).

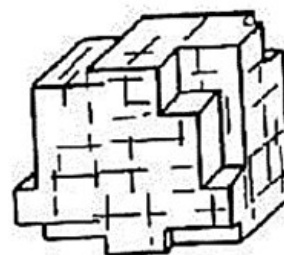
Часто в одном и том же минерале наблюдают несколько направлений спайности различной степени совершенства. Например, у гипса три направления спайности: по одному - спайность весьма совершенная, по-другому - средняя и по третьему - несовершенная. Слюда мусковит обладает весьма совершенной спайностью в одном направлении и несовершенной в другом.



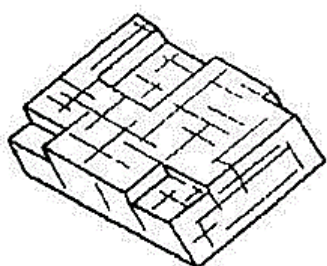
Биотит (по пинакоиду)



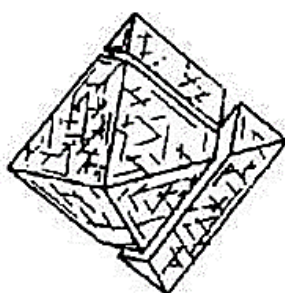
Натролит (по призме)



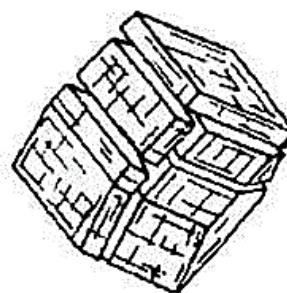
Галенит (по кубу)



Кальцит (по ромбоэдру)



Флюорит (по октаэдру)



Сфалерит (по ромбододекаэдру)

Рис. 42. Минералы с разным количеством направлений раскола

Отдельность – это расколы или трещины кристаллов по плоскостям их физической неоднородности. Отдельности свя-

заны с кристаллической структурой минерала или с закономерными включениями по определенным позициям других минералов, не редко ориентированных поперек удлинения кристаллов.

Плоскостями отдельности могут быть плоскости срастания двойников; поверхности зон и секторов роста кристаллов; плоскости мельчайших включений других минералов.

В отличие от спайности отдельность проявляется по всему кристаллу, расколы в случае отдельности более грубые и четкие. Часто отдельности не являются ровными и плоскими (корунд, пироксены).

Излом – это вид поверхности раскола минерала. Характер излома отличается у минералов с несовершенной спайностью.

Типы излома бывают:

ровный – у минералов с одним направлением совершенной спайности (мусковит, биотит);

ступенчатый – у минералов с двумя и более направлениями спайности (полевые шпаты, галит, галенит);

раковистый – поверхность раскола вогнутая или выпуклая концентрически-ребристая как створка раковины моллюска (кварц, оливин, халцедон, опал, халькопирит, пирит);

неровный – неровная поверхность раскола не имеет специфических особенностей, характерен для минералов с несовершенной спайностью или лишённых её. Например, апатит;

крючковатый – излом в виде крючков типичен для самородных металлов (медь, золото);

занозистый – поверхность раскола минералов с волокнистым или игольчатым строением с острыми и зазубренными неровностями. Например, минералы группы амфиболов (роговая обманка), волокнистый гипс (селенит), актинолит;

землистый – поверхность излома землистая (каолинит);
зернистый – скол в виде мелких зёрен кристаллов (альбит).

Задание 8. Определение спайности и излома минералов.

Оборудование и материалы. Набор минералов: слюда (мусковит или биотит), селенит, полевой шпат, кальцит, галит, пирит, и другие.

Содержание работы. Определите виды спайности и излома и запишите в таблицу 7.

Таблица 7

Виды спайности и излома минералов

Минерал	Спайность и количество направлений спайности	Излом
слюда	весьма совершенная в одном направлении	ровный
полевой шпат	совершенная в двух направлениях	ступенчатый, неровный
кальцит	совершенная в трёх направлениях по ромбоэдру	ступенчатый
кварц	несовершенная	раковистый, неровный
пирит	весьма несовершенная	раковистый, неровный

Твёрдость – это степень сопротивления минерала внешнему механическому воздействию, разъединяющему его частицы. Относительную твёрдость испытуемого минерала определяют путём царапания эталонным минералом. Для определения относительной твёрдости принята **шкала Мооса**, в которой имеется 10 эталонных минералов, из которых каждый последующий царапает все предыдущие. Ряд минералов с повышающейся твёрдостью следующий: тальк - 1, гипс - 2, кальцит - 3, флюорит - 4, апатит - 5, ортоклаз - 6, кварц - 7, топаз - 8, корунд - 9, алмаз – 10 (табл. 8).

Твёрдость некоторых минералов также зависит от направления царапания. Например, у дистена (от греч. «ди» - двойко, «стенос» - сопротивляющийся) твёрдость в направлении удлинения кристалла составляет 4,5, а в поперечном направлении – 6.

В полевых условиях не всегда есть минералы – эталоны твёрдости из шкалы Мооса, поэтому используют бытовую шкалу определения твёрдости, подразумевающую подручные заменители эталонов, хотя они и неточны: мягкий простой карандаш (марки - М, 2М, В, 2В) - 1; ноготь - 2,5; медная монета 3 - 3,5 - 4; стекло - 5; лезвие стального ножа, бритвы 5,5-6; твёрдосплавный напильник 7.

Таблица 8

Шкала Мооса

Минерал	Относит. твердость	Твёрдость кг/мм ²	Минерал	Относит. твердость	Твёрдость кг/мм ²
тальк	1	2,4	ортоклаз	6	795
гипс	2	36	кварц	7	1120
кальцит	3	109	топаз	8	1427
флюорит	4	189	корунд	9	2060
апатит	5	536	алмаз	10	10060

Инструментальное (точное) определение твёрдости в абсолютных единицах производят с помощью прибора *склерометра* (твёрдомера).

Задание 9. Определение твёрдости минералов

Оборудование и материалы. Набор минералов: каолинит, гипс, ангидрит, кальцит, слюда (мусковит или биотит), халькопирит, пирит, и другие. Набор шкал твёрдости, предметные стёкла, стальные иглы.

Содержание работы. Определите в баллах твёрдость выданных минералов с помощью шкалы твёрдости и её заменителей.

Хрупкость – это свойство минерала (например, блеклой руды) крошиться при проведении черты ножом или иглой. Обратное свойство - гладкий блестящий след от иглы (ножа) – свидетельствует о свойстве минерала деформироваться пластически.

Ковкость – это свойство минерала расплющиваться под ударом молотка в тонкую пластинку (самородные золото, серебро, медь).

Упругость (гибкость) – это свойство минерала восстанавливать форму после снятия нагрузки (слюды, асбест).

Плотность (удельный вес) минерала (ρ) определяет его массу в единице объема и измеряется в г/см^3 или т/м^3 .

Плотность минералов варьирует от 0,8-0,9 (у льда и природных углеводородов – газ, уголь, битумы) до 23 г/см^3 (у осмистого иридия).

Плотность зависит от химического состава минерала и поэтому её можно определить по химической формуле. Чем выше атомный номер химического элемента, тем больше плотность минерала. Так, галенит (PbS), кобальтин (CoAsS), вольфрамит ($\text{Fe,Mn}[\text{WO}_4]$) относят к тяжёлым минералам, так как их образуют тяжёлые элементы (выделены жирно). Плотность минералов возрастает также с ростом компактности кристаллической структуры и с уменьшением радиусов ионов. Минералы переменного химического состава имеют непостоянную плотность.

В полевых условиях плотность кристаллов минералов и мономинеральных агрегатов оценивают примерным «взвешиванием» их в руке и относят к одной из трёх условных групп плотности:

легкие минералы с плотностью до **2,5** т/м^3 (гипс, галит, сера);

средние минералы с плотностью от **2,5** до **4,0** т/м^3 преобладают в земной коре. К ним относят: кварц, полевые шпаты; кальцит;

тяжелые минералы с плотностью от **4,0** до **8,0** т/м^3 - рудные: магнетит $5,5\text{-}6,0 \text{ т/м}^3$; галенит (свинцовый блеск) $7,5 \text{ т/м}^3$; пирит, халькопирит, сфалерит, корунд, и др.;

очень тяжёлые минералы с плотностью от 8,0 т/м³ и более, например, киноварь 8,0; самородная медь 8,9; висмут 9,7; серебро 11; золото 15-16; платина 14-20; иридий и осмий 17-23 т/м³.

Задание 10. Определение плотности минералов

Оборудование и материалы. Набор примерно одинаковых по размерам минералов: слюда (мусковит или биотит), гипс, ангидрит, галит, кварц, кальцит, халькопирит, пирит, галенит, магнетит и другие.

Содержание работы. Определите примерную плотность выданных минералов путём взвешивания их на ладони. Результаты запишите в таблицу 9.

Таблица 9

Плотность минералов

Группа по плотности	Минерал
Лёгкие (<2,5)	
Средние (2,5-4)	
Тяжёлые (>4)	

3.4 Специфические свойства минералов

Некоторые минералы обладают специфическими свойствами.

Двойное лучепреломление минерала наблюдается, когда свет, проходя сквозь кристалл, распадается на два отклоняющихся поляризованных луча. Это явление типично для исландского шпата (прозрачный кальцит) и отсутствует в минералах кубической сингонии.

Для демонстрации этого явления необходимо положить кристалл исландского шпата на страницу с печатным текстом, в результате чего можно наблюдать его удвоение. Чем толще кристалл, тем на большее расстояние надписи будут отстоять друг от друга.

Магнитность. Некоторые Fe-содержащие минералы с некомпенсированными зарядами Fe характеризуются проявлением магнитных свойств, то есть будут реагировать на магнит или магнитную стрелку компаса, или же могут притягивать железные опилки, булавки, небольшие гвоздики. Этим свойством обладают пирротин, магнетит и другие минералы. Поэтому данное свойство для этих минералов имеет диагностическое значение при их определении.

Электропроводность минералов – это способность минералов проводить электрический ток под действием электрического поля. В противном случае минералы относятся к диэлектрикам. Большинство рудных минералов хорошо проводят электрический ток. Все рудные минералы по электропроводности можно разделить на три большие группы:

1. Минералы, обладающие высокой электропроводностью (самородные серебро, медь, платина, висмут, петландит, ковеллин, миллерит, пирротин, никелин);

2. Минералы, обладающие средней (низкой) электропроводностью (пирит, галенит, ильменит, псиломелан, магнетит, борнит, халькопирит, арсенопирит, теннантит);

3. Минералы, обладающие незаметной электропроводностью (куприт, касситерит, киноварь, сфалерит, хромит, лимонит, браунит, антимонит, висмутин).

Радиоактивность – это способность минералов, содержащих радиоактивные элементы (уран, торий) к самопроизвольному альфа, бета и гамма излучению. Радиоактивность определяют прибором радиометром.

Люминесценция – это свойство минерала светиться в темноте при предварительном облучении его ультрафиолетовыми лучами. Например, белый фосфор.

Запах некоторых минералов ощущается при трении и лёгком соударении их друг об друга. Так, арсенопирит издаёт чесночный запах (запах мышьяка), а фосфорит запах жжёной кости.

Сере при горении также свойственен специфический запах.

Растворение в воде наблюдается у галита и мирабилита, а в разбавленной 10% соляной кислоте HCl у кальцита, при этом наблюдается «вскипание» - бурное выделение пузырьков углекислого газа.

Вкус минералов наблюдается у галита – солёный, карналлит – горько-солёный или жгуче - горький.

Отдельные минералы запоминаются на **ощупь**, например, тальк и каолинит жирные; боксит, мел, трепел - сухие, или «тощие».

Гигроскопичность минералов – это способность поглощать влагу из воздуха. Наблюдается у карналлита.

Задание 11. Определение специфических свойств минералов.

Оборудование и материалы. Набор минералов: кальцит обычный и его разновидность исландский шпат, магнетит, фосфорит, галит, карналлит, тальк. Компас. 10% соляная кислота HCl.

Содержание работы. Определите специфические свойства выданных минералов. Запишите уравнение реакции взаимодействия кальцита с соляной кислотой. Зарисуйте кристалл исландского шпата и удвоение им записи. Убедитесь в том, что магнетит вращает на близком расстоянии стрелку компаса; фосфорит при трении издаёт запах жжёной кости; кристалл галита растворим в воде; тальк жирный на ощупь.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. В чём преимущества макроскопического метода определения минералов. Какие способы исследований минералов включает данный метод?

2. Какие физические свойства минералов выделяют? Перечислите морфологические, оптические, механические и специфические свойства минералов.

3. Дайте определение монокристалла. Какая их распространенность в природе? Агрегатное состояние минералов. Какие вещества называется кристаллическими и аморфными? Примеры кристаллов.

4. Что такое облик и габитус минерала? Какие они бывают?

5. Расскажите о скульптуре граней кристаллов.

6. Дайте определение кристаллического агрегата. Какие агрегаты бывают в природе и какую распространенность они имеют?

7. Что означает понятие закономерные агрегаты и какие они бывают? Что называется двойником. Элементы строения двойника, типы двойников.

8. Что означает понятие случайные агрегаты и какие они бывают?

9. Какие есть морфологические виды агрегатов?

10. Что такое зернистые агрегаты и какие они бывают?

11. Что такое друзы и какие они бывают?

12. Что такое радиально-лучистые агрегаты и сферолиты?

13. Что такое секреции? Чем отличаются миндалины от жеод?

14. Что такое конкреции? Как они образуются?

15. Что такое оолиты? Как они образуются?

16. Что такое натёчные агрегаты? Как они образуются? Приведите примеры.

17. Что такое землистые массы? Как они образуются? Приведите примеры.

18. Что такое налёты, плёнки и примазки? Как они образуются? Приведите примеры.

19. Что такое выцветы? Как они образуются? Приведите примеры.

20. Что такое дендриты? Как они образуются? Приведите примеры.

21. Что такое кольца и спирали Лизеганга? Как они образуются? Приведите примеры.

22. Что такое псевдоморфозы, параморфозы, глиптоморфозы? Как они образуются? Приведите примеры.

23. Какие бывают оптические свойства минералов? Что такое цвет или окраска минерала в ненарушенном образце и в порошке? От чего зависит окраска минералов?

24. Что такое прозрачность минерала? Какие группы прозрачности бывают?
25. Что такое блеск минерала? Какие группы блеска бывают?
26. Назовите механические свойства минералов. Что такое спайность? Какие бывают виды спайности?
27. Что такое отдельности и излом? Какие типы излома выделяют?
28. Что такое твёрдость минерала? Как её определяют?
29. Что такое хрупкость, ковкость, упругость?
30. Назовите специфические свойства минералов.
31. Что такое плотность и какие группы плотности бывают?
32. Что такое двойное лучепреломление?
33. Что такое магнитность? Какие минералы ею обладают?
34. Что такое радиоактивность? Какие минералы ею обладают?
35. Что такое люминисценция? Какие минералы ею обладают?
36. Что такое запах? Какие минералы им обладают?
37. Что такое растворение? Приведите примеры минералов.
38. Что такое вкус? Какие минералы им обладают?
39. Что такое гигроскопичность? Какие минералы ею обладают?

4. ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Минералы на разных этапах образования, преобразования и распада (*генезиса*) находятся в тесной ассоциации друг с другом, что зависит от физико-химических условий их совместного формирования и нахождения в земной коре или на её поверхности. Совместное нахождение (сонахождение) генетически связанных между собой минералов называется – *парагенезисом*.

Таким образом, природная ассоциация минералов называется горной породой и является самостоятельным телом в земной коре. Горные породы в отличие от минералов, часто неоднородны и состоят из нескольких минералов.

Генезис минералов определяется геологическими процессами, формирующими земную кору. По источнику энергии природные процессы минералообразования делятся на эндогенные и экзогенные. Сами минералы, образованные в результате этих процессов, по происхождению и свойствам также подразделяют на две группы: *эндогенные* или *первичные*, образованные при магматических, частично метаморфических процессах, и *экзогенные* или *вторичные*, имеющие преимущественно экзогенное (*гипергенное*) происхождение.

4.1 Эндогенные процессы

Эндогенные (*эндо* - внутри) или *гипогенные* (*гипо* - глубоко) процессы минералообразования, идут в недрах Земли, при высокой температуре и давлении, за счет энергии, выделяемой в процессе физико-химического преобразования вещества (радиоактивный распад); действием силы гравитации, вращения Земли вокруг своей оси и притяжения её естественным спутником Луной.

Эндогенные процессы способствуют появлению в земной коре и на её поверхности изверженных пород, формирующих новые формы рельефа. Происходит поступление из недр Земли новых минералов, которые в поверхностных условиях оказываются неустойчивыми. При низких температурах, давлении, активных биохимических процессах, новые минералы будут менять свой состав и свойства.

Выделяют три подтипа эндогенных процессов минералообразования протекающих в недрах Земли: *магматогенные*, *гидротермальные* и *метаморфические*.

1. Магматогенные процессы минералообразования – связаны с внедрением в земную кору глубинного силикатного расплава сложного состава - *магмы*, последующей кристаллизацией магмы и постмагматическими процессами.

Магматическая кристаллизация

Магма – это флюидно-силикатный расплав, состоящий из оксидов SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и летучих компонентов H_2O , CO_2 , B , P_2O_5 , F , Cl снижающих температуру кристаллизации магмы.

При кристаллизации магматического расплава образуются магматические породы, которые подразделяются:

- по содержанию кремнезема на кислые (>64%), средние (53-64%), основные (44-53%) и ультраосновные (<44%). По содержанию щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) выделяют ряд щелочных пород;

- по месту формирования: в недрах Земли образуются *интрузивные* породы (от лат. *intrusio* - внедрение, вторжение) в них магма кристаллизуется при остывании расплава в присутствии летучих компонентов, удерживаемых в расплаве за счет давления. По текстурно-структурным признакам в интрузивных породах минералы хорошо раскристаллизованы.

На поверхности Земли при извержении вулканов и излиянии магматического расплава - лавы образуются *эффузивные* породы (от лат. effusio - излияние). Лава в поверхностных условиях за счёт резкого снижения давления, температуры и дегазации, повышает температуру кристаллизации и не успевает раскристаллизоваться. Поэтому по текстурно-структурным признакам эффузивные породы стекловатые.

Макроскопическое изучение минералов возможно лишь в интрузивных магматических породах, которые отличаются массивными и плотными структурами.

Магматические интрузивные породы образуются при *дифференциации магмы* – совокупности физико-химических процессов, приводящих к разделению магматического расплава на различные составляющие. Эволюция состава магмы возможна за счет её взаимодействия с флюидами. *Флюид* – это перегретая фаза, состоящая из газов: H_2O и CO_2 с примесями CO , N_2 , H_2 , CH_4 и других углеводородов. Фаза флюидов способна переносить и отлагать химические элементы, растворяться в магматических расплавах, увеличивать скорости протекания реакций и геологических процессов. Флюиды влияют на температуру начала кристаллизации минералов, снижают плотность и вязкость расплавов, способствуя их подвижности. Флюиды перемещаются по трещинам, каналам и порам в породах в сторону меньшего давления. С падением давления флюиды освобождаются из расплавов и осуществляют гидротермальное преобразование окружающих пород. Флюиды за счёт диффузии или инфильтрации проникают в породу, взаимодействуют с ней и преобразуют её на минеральном и химическом уровне, что выражается в – метасоматозе. При медленном просачивании флюида в породу, флюид может растворять её и осаждаёт за фронтом те же минералы. В результате про-

исходит *перекристаллизация* с укрупнением кристаллов, размеры которых могут достигать десятков сантиметров. Так возникают гигантозернистые породы.

Дифференциация магмы бывает *магматическая* и *кристаллизационная*.

К *магматической дифференциации* относят *ликвацию* – это разделение силикатного расплава на несмешивающиеся жидкости: тяжёлую (оксиды и сульфиды железа) и легкую (летучие соединения и соли), охлаждение которых даёт различные по составу породы.

Кристаллизационная дифференциация происходит при кристаллизации минералов и их перераспределении в магматической камере. Так, если магма не густая, то минералы с самой высокой температурой кристаллизации и низкой плотностью плавают в расплаве. Если плотность минералов больше плотности расплава, то они оседают на дно магматического резервуара. Например, тяжёлый железомagneзиальный минерал *оливин* осаждается первым. Но в вязкой магме оливин может долго находиться во взвешенном состоянии и реагировать с расплавом, переходя в пироксен. Если кристаллы минералов легче расплава, они всплывают и накапливаются в верхних частях магматической камеры. Все это приводит к перераспределению компонентов магмы, изменяя её состав.

В образовании минералов магматических интрузивных пород участвует также процесс *ассимиляции*, который представляет захват и переплавление пород, в которые внедряется магма и которые приводят к изменению её состава. Самые сильные изменения происходят в приконтактных частях крупных магматических тел, где ассимиляция наиболее интенсивна. Частным случаем ассимиляции является *контаминация* – это процесс загрязнения магмы, при смешивании её с осадочными и метаморфическими породами. Например, при вза-

имодействии гранитной магмы с известняками или ультраосновными породами. Часто первичные породы перерабатываются не до конца и остаются включения - реликты с границами, позволяющими судить о их первичной форме.

Основными встречающимися минералами магматических пород являются: К-На полевые шпаты - 60%, амфиболы и пироксены - 17%, кварц - 12%, прочие силикаты (оливин, плагиоклазы, нефелин, шпинелиды) 6%, слюды (биотит) 4%, остальные минералы (магнетит, апатит и другие) 1%.

Формы выделения минералов: полиминеральные зернистые агрегаты; вкрапленники.

Вулканические возгоны

Процесс минералообразования связан с летучими компонентами H_2O , CO_2 , P_2O_5 , HCl , NH_4Cl , H_2S отделившимися от магмы и по трещинам поднимающимися в область разгрузки активных вулканов к *фумаролам* – выходам вулканического газа.

Кристаллизация происходит при остывании газов; в результате реакций газов со встречными парообразными соединениями; продуктами вымывания из пород поверхностными водами; при взаимодействии газов между собой. Минералы откладываются на стенках трещин, в жерлах вулканов, образуют конусы над местом выхода газовых струй.

Характерные минералы: сера, галит, сильвин, гематит; гипс; сульфиды - пирит, киноварь, реальгар, аурипигмент и др.

Формы выделения минералов: корочки, налеты, натечные агрегаты, мелкокристаллические друзы и агрегаты, землистые массы.

Пегматитовый процесс минералообразования

При остывании магмы в недрах земли, летучие компоненты не могут покинуть расплав, и отжимаются в ещё не за-

кристаллизовавшуюся часть интрузии. Образуется остаточный силикатный расплав-раствор, обогащенный щелочами, летучими компонентами (соединениями фтора, хлора, бора), а также редкометальными и редкоземельными элементами, не вошедшими в состав породообразующих минералов при магматической кристаллизации.

Под давлением летучих веществ остаточный расплав-раствор проникает в верхние краевые части интрузии или по трещинам и пустотам пробивается во вмещающие породы, где и происходит его кристаллизация. Температурный режим образования пегматитов, по А.Е. Ферсману, лежит в пределах 700-350° С.

Пегматиты представляют собой крупно- и гигантозернистые жильные, линзовидные, гнездовидные и штокообразные тела, близкие по составу тем магматическим интрузиям, с которыми они пространственно связаны. Удаленность пегматитов от материнской интрузии обычно не превышает двух километров. Большая часть пегматитов связана с интрузивами кислого состава (гранитные пегматиты), в меньшей степени встречаются щелочные пегматиты и габбро-пегматиты. Гранитные пегматиты состоят из крупных кристаллов кварца, полевого шпата и слюды.

Летучие компоненты изменяют характеристики расплава:

а) понижают температуру кристаллизации, в результате чего расплав становится эвтектическим. *Эвтектика* - совместная одновременная кристаллизация двух минералов. При совместной кристаллизации кварца и полевого шпата, при кислом составе расплава возникают графические сростания минералов, которые носят названия «письменного гранита» или «еврейского камня» (рис. 43);

б) понижают вязкость, делают его подвижным, вследствие чего возможно образование крупных минеральных индивидов.

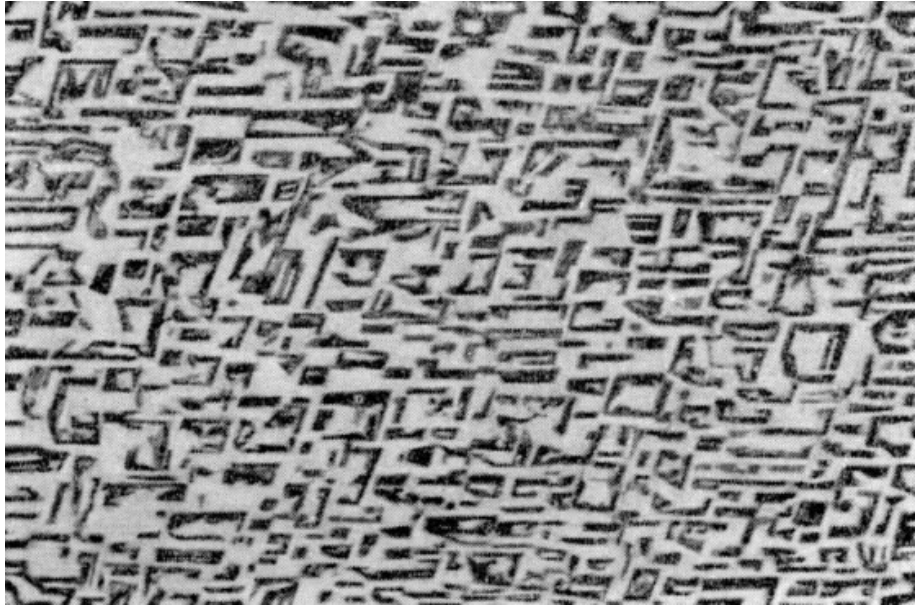


Рис. 43. Кварц – полевошпатовая графика

В результате взаимодействия остаточного пегматитового расплава с вмещающими породами возможны случаи, когда одни компоненты выносятся из расплава, а другие поглощаются им. Так возникают пегматиты «скрещивания» в отличие от «чистых» пегматитов, когда ассимиляции вещества из вмещающих пород нет.

Среди гранитных пегматитов по глубине и температуре образования выделяют:

1. *Керамические и слудоносные* (мусковитовые). Включают преобладающие минералы: кислые плагиоклазы, микроклин, кварц, мусковит, биотит и второстепенные: гранаты алюминиевого ряда (альмандин-спессартин), берилл, циркон, апатит;

2. *Редкометалльные* (концентрирующие литий, цезий, ниобий, тантал, бериллий). Среди главных минералов преобладают: альбит пластинчатый (клевеландит), сподумен, микроклин (иногда амазонит), лепидолит. Второстепенные: мусковит, полихромный турмалин, берилл;

3. *Хрусталеносные*. Среди главных минералов преобладают: горный хрусталь, кварц. Второстепенные: мусковит, биотит, дымчатый кварц, морион, альбит, берилл, топаз;

4. *Пегматиты скрещивания (диссогениты)*. Главными минералами являются: полевые шпаты, биотит. Второстепенные: роговая обманка, берилл (изумруд), тальк, флогопит, актинолит, хлорит флюорит, мусковит.

Таким образом, *характерными минералами* гранитных пегматитов являются: К-На полевые шпаты, плагиоклазы, кварц, биотит, мусковит, в небольшом количестве топаз, турмалин, берилл, флюорит, апатит.

Формы выделения минералов: графические сростания, мелко-крупно- и гигантозернистые агрегаты, друзы кристаллов.

Контактово-метасоматические процессы минералообразования

Контактовый метасоматоз проявляется при внедрении гранитной (кислой) интрузии, содержащей жидкие и газообразные растворы, в толщу карбонатных пород (известняки, доломиты, мраморы) с последующим их метасоматическим замещением (привнос и вынос вещества). В зоне контакта этих пород происходит обмен компонентами: со стороны гранитной интрузии привносятся Al, Si, Fe, со стороны карбонатных пород - Ca, Mg в результате образуются новые минералы образующие породы – *скарны*.

Скарны – это метасоматические породы, сложенные известково-железистыми и магнезиальными силикатами, образовавшиеся в результате реакционного взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород при участии постмагматических растворов (рис. 44).

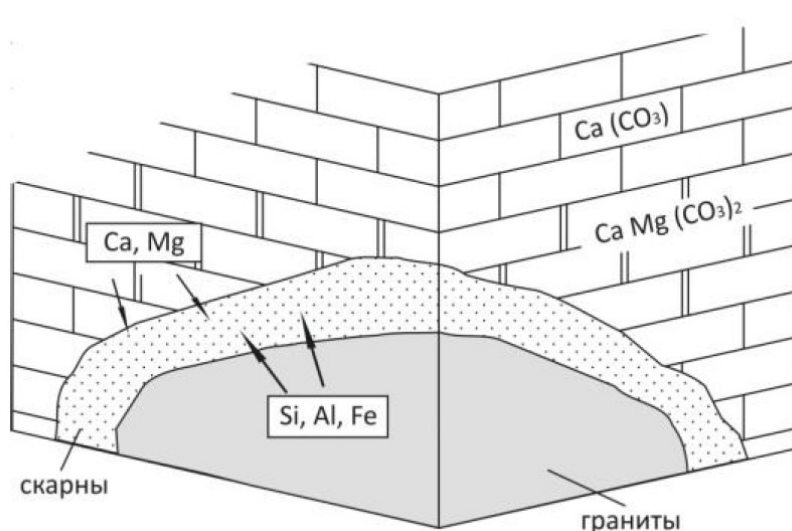


Рис. 44. Образование скарна на контакте гранита и карбонатных пород

Метасоматоз (*мета* - по, после; *сома* - тело), т.е. буквально "по телу" или псевдоморфное замещение. При метасоматозе порода остается в твердом состоянии и не изменяет своего первоначального объема. Способ перемещения вещества при метасоматозе различный: диффузионный (перенос осуществляется в водных растворах) и инфильтрационный (фильтрация и просачивание сквозь горные породы).

Различают *известковые* и *магнезиальные* скарны:

а) *известковые* - образуются на контакте с известняками, мраморами (CaCO_3), среди образованных минералов преобладают: кальцит и силикаты кальция: гранаты кальциевого ряда (андрадит - гроссуляр), пироксены (диопсид - геденбергит), эпидот. Второстепенными минералами являются: магнетит, амфиболы (тремолит), молибденит, кобальтин, флюорит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, золото, плагиоклазы;

б) *магнезиальные* - образуются на контакте с доломитами, доломитовыми мраморами ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$), среди образованных минералов преобладают: кальцит и силикаты магния, или Ca и Mg: диопсид, форстерит, флогопит. Второстепенными

минералами являются: шпинель, магнетит, сфен, актинолит, плагиоклазы, апатит.

Формы выделения минералов: сплошные массы, зернистые агрегаты, друзы кристаллов.

Кроме метасоматоза контактового (скарны), выделяют:

- *автометасоматоз* встречается в верхних частях магматических тел, например, альбитизация гранитных массивов;

- *околожильный* метасоматоз симметрично развивается на периферии жилы, по которой фильтруются растворы;

- *региональный* метасоматоз отличается масштабностью, охватывает огромные площади при разных геологических обстановках. Часто связан с внедрением крупных магматических интрузий щелочной спецификации.

2. Гидротермальные процессы. Гидротермальный процесс завершает цикл эндогенных процессов минералообразования. Минералообразование связано с действием нагретых вод. Гидротермы – горячие водные растворы, отделяющиеся от магм и образующиеся в результате сжижения газов. Выделяется несколько источников гидротермальных растворов:

а) магматогенные воды - выделяются на последних этапах кристаллизации магмы при образовании магматических пород;

б) метаморфогенные воды - освобождаются в ходе метаморфизма из опускающихся на глубину осадочных пород;

в) метеорные воды - поверхностные воды, просочившиеся на глубину и нагретые за счёт тепла магматических тел.

Гидротермальные образования, как и пегматиты, часто связаны с интрузивами кислых пород. Формирование гидротерм продолжается длительное время – в течение всего периода жизни магматического очага. Гидротермы из остываю-

щего магматического очага выносят целый ряд металлов, поэтому гидротермальные месторождения являются одним из основных источников руд редких (W, Mo, Sn, Bi, Sb, Hg), цветных (Cu, Pb, Zn), благородных (Au, Ag) и радиоактивных (U, Ra, Th) металлов. Гидротермальные растворы также хорошо переносят Si, Fe, As, Ca, K, Na, Mg, но плохо транспортируют глинозем. Первоначальный химический состав гидротермальных растворов зависит от источника воды. В дальнейшем, циркулируя в земной коре по трещинам и пустотам, гидротермы могут изменять состав, взаимодействуя с встречающимися породами.

Отложению минералов из раствора способствуют: снижение температуры, давления; изменении Eh и pH среды. Гидротермальные процессы минералообразования встречаются на малых и средних глубинах - до 3-5 км от поверхности. Область циркуляции раствора, начинаясь почти от верхних частей магматических очагов, достигает иногда дневной поверхности.

Форма продуктов кристаллизации гидротерм – жильная, так как они движутся по трещинам, зонам контактов, тектоническим нарушениям. Главным жильным минералом является кварц.

Гидротермальные месторождения разделяются по температурному режиму:

на высокотемпературные (450-300°C) содержат жильные минералы (кварц, берилл, топаз, флюорит) и рудные (вольфрамит, арсенопирит, пирит, молибденит, пирротин);

на среднетемпературные (300-200°C) включают жильные минералы (кварц, сидерит, барит, флюорит, тонкочешуйчатый мусковит (серицит)) и рудные (золото, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит);

на низкотемпературные (ниже 200°C) жильные минералы (кальцит, кварц, барит, халцедон, флюорит) и рудные (киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент).

Основные минералы: жильные - кварц, кальцит, барит, флюорит; рудные - галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, халькопирит, киноварь.

Формы выделения минералов: друзы, щетки, сплошные массы, вкрапленники.

3. *Метаморфические процессы минералообразования* связаны с преобразованием ранее образовавшихся минералов (эндогенных и экзогенных), формирующих породы разного генезиса (магматические и осадочные) под воздействием повышенных температур, давления и участия флюидов. Метаморфические процессы минералообразования протекают при тектонизме – образовании разломов земной коры большой протяженностью и глубины с формированием складчатых горных систем (Альпы, Кавказ, Гималаи и др.), колебательными движениями земной коры, землетрясениями.

Метаморфизм (от греч. metamorphoómai - подвергаюсь превращению, преображаюсь) – это процесс твердофазного минерального и структурного преобразования горных пород под воздействием температуры и давления, в присутствии флюидов.

Метаморфические процессы выражаются, в основном, в обезвоживании и перекристаллизации пород. В зависимости от способа изменения давления и температуры выделяют виды метаморфизма: региональный, контактовый, ударный, динамометаморфизм.

Региональный метаморфизм происходит при погружении пород любого генезиса (осадочного, магматического и пр.) на

глубину, в область повышенных температур и давлений и затрагивает большие площади.

Основными факторами преобразований являются температура, давление и флюидный режим (CO₂, H₂O). Региональный метаморфизм ограничен температурой плавления пород (около 1000°C), которая зависит от их химического состава и степени насыщенности водой. Одностороннее давление может достигать нескольких десятков тысяч атмосфер. Именно одностороннее давление вызывает появление характерной сланцеватости (полосчатости) многих метаморфических образований. С ростом температуры и давления общая направленность изменений заключается в возникновении минералов с более плотной структурой и последовательном уменьшении содержания воды в структуре минералов.

Для определения степени метаморфизма выделяют *фашии метаморфизма* – области устойчивости давлений и температур главнейших минеральных ассоциаций. Метаморфическая фация отвечает группе пород, минеральные парагенезисы которых отображают сходные условия давлений и температур при их метаморфическом образовании.

Выделяют следующие *фашии метаморфизма*:

Низкая – фация зеленых сланцев: преобладающие минералы: хлорит, актинолит, кварц, альбит, мусковит, серицит, кальцит, тремолит, тальк, серпентин, магнетит, гематит;

Средняя - фация эпидот-амфиболитовая: преобладающие минералы: роговая обманка, эпидот, биотит, мусковит, кварц, кислые плагиоклазы, гранат, магнетит;

Высокая – фация амфиболитовая. Минералы: роговая обманка, средние плагиоклазы, дистен, магнетит, биотит, кварц; Гранулитовая фация. Минералы: ромбические и моноклинные

пироксены (диопсид, гиперстен), гранат (альмандин), основные плагиоклазы, ортоклаз, кварц, форстерит.

Минеральные ассоциации, возникающие в процессе метаморфических преобразований, определяются также исходным составом пород. Они могут состоять из немногих минералов (кварцит, мрамор) или из нескольких сложных силикатов. В качестве главных породообразующих минералов выступают кварц, полевые шпаты, слюды, пироксены, амфиболы.

Контактный метаморфизм. Проявляется при внедрении силикатного магматического расплава в породы, мало отличающиеся от него по химическому составу (песчаники, глинистые сланцы и др.). Из-за близости химического состава двух контактирующих сред, между ними не происходит обмена компонентами (метасоматоза), а главным фактором преобразований является высокая температура. В зоне прогрева вмещающей толщи возникают новые породы, которые называют *роговиками*. Степень метаморфизма определяется удаленностью от зоны контакта: вблизи контакта максимальная температура и преобразования, снижающиеся по мере удаления от интрузивного массива. На схеме фаций метаморфизма показана роговиковая фация (низких давлений и высоких температур), где выделены области низко-средне-и высокотемпературных роговиков.

Характерные минералы: мусковит, биотит, амфиболы, андалузит, силлиманит, пироксены и др.

Ударный (космогенный, импактный) метаморфизм. Это процесс преобразования горных пород и минералов, происходящий в момент падения на Землю крупных метеоритов. Он характеризуется мгновенностью проявления, высоким пиковым давлением (до 1,5 мбар) и остаточной температурой

свыше 1500°C. При ударном метаморфизме происходит дробление и плавление минералов и пород, разрушение кристаллических решёток минералов.

Характерные минералы: алмаз, высокобарические фазы SiO₂ - коэсит, стишовит и пр.

Динамометаморфизм. Проявляется в узких зонах крупных разломов при тектонических подвижках. Породы преобразуются при сжатии и второстепенном значении температуры. Процесс преобразований сопровождается дроблением, истиранием (брекчии, катаклазиты, милониты, ультрамилониты), аморфизацией (гиаломилониты) пород.

Степень метаморфических изменений зависит от глубины, удаленности пород от зоны разлома и примерно соответствует фациям регионального метаморфизма, редко превышающим амфиболитовую.

4.2 Экзогенные процессы

Экзогенные (экзо - снаружи) или гипергенные (гипер - сверху) процессы минералообразования – протекают при низких температурах и давлении, вблизи или на поверхности Земли, под влиянием биосферы, свободного O₂, CO₂ атмосферы, воды, ветра и солнечной энергии. В экзогенных процессах участвует сила тяжести (гравитация), электромагнитное поле Земли, потоки солнечной энергии и вещества из космоса, деятельность организмов и человека. Экзогенные процессы разрушают и преобразуют эндогенные первичные минералы, подвергая их механической, химической, биохимической переработке, при этом образуются новые *вторичные* минералы, в соответствии с физико-химическими условиями верхних толщ и поверхности земной коры.

Начальным этапом преобразования первичных минералов во вторичные является химическое и биологическое выветривание. При химическом выветривании под воздействием воды, диоксида углерода и кислорода воздуха минералы глубинных зон Земли, возникшие в условиях высоких давлений и температуры, разрушаются с образованием минералов, устойчивых на поверхности литосферы.

В результате выветривания многие исходные минералы растворяются и в виде ионного стока мигрируют в составе поверхностных и подземных вод. Миграция завершается **седиментогенезом**, при котором вторичные минералы образуются на дне Мирового океана, в озёрах и болотах.

Выделяют три типа экзогенных процессов минералообразования: 1. Выветривание и окисление; 2. Хемогенное осадконакопление; 3. Биогенное осадконакопление.

Процессы выветривания и окисления. В зависимости от типа пород, подвергающихся экзогенному преобразованию, возникают разные продукты выветривания: по рудным минералам (например, сульфидам) образуются зоны окисления, по силикатным и алюмосиликатным породам - коры выветривания.

Коры выветривания. Выветривание (гипергенез) – это процессы механического разрушения и биохимического разложения горных пород и минералов под воздействием атмосферы, гидросферы и биосферы. Различают физическое и химическое выветривание.

При физическом выветривании происходит механическая дезинтеграция горных пород (распад на обломки разного размера). Разрушение пород способствует их подготовке к последующему химическому выветриванию, то есть повышает их способность вступать в реакции окисления, гидратации,

гидролиза. Новые минералы при физическом выветривании не образуются. Интенсивность процессов выветривания зависит от геологических и климатических условий. Для арктических и пустынных областей характерен только физический тип выветривания (температурное и морозное для первого из них, температурное для второго). При физическом выветривании происходит концентрация и накопление *россыпей* золота, алмаза, циркона, минералов вольфрама, гранатов, магнетита, то есть минералов наиболее устойчивых к процессам разрушения и обладающих повышенным удельным весом.

Химический тип выветривания свойственен областям с умеренным климатом, субтропическим и тропическим зонам. Химическое выветривание ведет к разложению минералов и пород под воздействием углекислого газа, воды, кислорода, минеральных и органических кислот. При химическом выветривании происходят реакции: гидратация, окисление, гидролиз, растворение, карбонатизация.

Гидратация выражается в образовании новых минералов за счет присоединения и адсорбции молекул воды. Например, переход ангидрита в гипс под воздействием подземных вод.

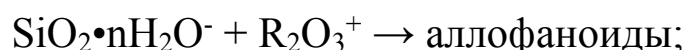
Окисление, как правило, приводит к переходу закисных соединений в окисные. Например, переход магнетита в гематит с образованием псевдоморфозы (мартит).

Гидролиз способствует разложению первичных минералов в результате их взаимодействия с ионами водорода образованными при диссоциации молекул воды. Гидролиз приводит к замене катионов щелочных и щелочноземельных металлов (K, Na, Ca, Mg) в кристаллической решётке первичных минералов на ион H^+ (протон). Высокая активность протона обеспечена его значительной концентрацией в тонких порах

породы, высокой плотностью заряда вследствие малого ионного радиуса, слабой гидратацией (гидратная оболочка включает одну молекулу воды с образованием гидроксония H_3O^+), низким координационным числом – 2, в то время как у K^+ , Na^+ , оно составляет 6. Вытесняя катионы, которые компенсируют отрицательный заряд каркасной кристаллической решётки, протон вызывает её деформацию вследствие отталкивания отрицательно заряженных тетраэдров. Затем, после вытеснения части тетраэдрического алюминия, решётка распадается на фрагменты коллоидных размеров: $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Mg}(\text{OH})_2$, $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и др.

Ковда В.А. (1977) считает, что из продуктов разрушения кристаллической решётки в результате процессов неосинтеза могут последовательно формироваться *глинистые минералы*:

1. Силификация – взаимная коагуляция отрицательно заряженных коллоидных соединений кремнезёма и положительно заряженных коллоидов полуторных оксидов, в результате чего образуются аллофаноиды – глиноподобные аморфные минералы по схеме:



2. Аллофаноиды, приобретая кристаллическое строение, переходят в простейший глинистый минерал *каолинит*;

3. Если имеет место дальнейший приток оксидов кремния, калия, магния, то в нейтральной среде каолинит может трансформироваться в более сложные по строению глинистые минералы – *монтмориллонит*, *вермикулит*.

Выветривание первичных минералов (на примере гидролиза алюмосиликатов – полевых шпатов) и образование из них вторичных глинистых минералов (каолинита – $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$) можно представить в виде схем К.Д. Глинки:

Амфиболы, пироксены, оливин разлагаются с образованием промежуточных глинистых минералов (монтмориллонит, бейделлит и пр.), халцедона (опала), карбонатов Са и Mg. Карбонаты и, частично, кремнезем выносятся в виде растворов подземными водами. В условиях умеренного климата глинистые минералы и халцедон (опал) устойчивы и образуют скопления.

Ф.В. Чухров, выявил связь между исходными породами (магматическими и метаморфическими) и минералами кор выветривания (табл. 10):

Таблица 10

Исходные породы и минералы кор выветривания

Исходные породы	Конечные минералы
Гранит	Каолинит
Гранит, умеренный вынос оснований	Каолинит и монтмориллонит
Мусковито-полевошпатово-биотитовые гнейсы	Монтмориллонит, гидрослюды
Биотитовые гнейсы	Нонтронит, гидрослюды
Мусковитовые гнейсы	Гидрослюды, каолинит
Диориты	Хлориты, гидрослюды, каолинит, гидрогетит
Габбро	Каолинит по полевым шпатам, нонтронит по пироксенам

В жарком, влажном тропическом и субтропическом климате происходит дальнейшее разложение глинистых минералов (*процесс латеритизации*) с образованием оксидов и гидроксидов железа (гематит, лимонит), гидроксидов алюминия (бокситы), титана, марганца и растворимого кремнезёма:



каолинит

гиббсит

(гидраргиллит)

В итоге возникает *латеритная кора выветривания*, богатая гидроксидами Al, Fe, Mn, Ti с примесью каолинита (табл. 11).

Таблица 11

**Схема строения коры выветривания силикатных
и алюмосиликатных пород
в различных климатических условиях**

Климат			Зоны коры выветривания		
климатические зоны	количество осадков, мм/г	температура, °C	зона физической лезинтеграции	зона гидролиза	
				глинисто-каолиновая	бокситов и латеритов
тропическая и субтропическая	>3000	+25 +27	щебень, дресва	разложение полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, оливина; вынос карбонатов и бикарбонатов K, Na, Ca; накопление каолинита и др. глинистых минералов, опала (халцедона)	накопление оксидов, гидроксидов Fe и Al, вынос кремнезёма $Al_2[Si_2O_5](OH)_4 + H_2O$ каолинит $\rightarrow Al(OH)_3 + H_4SiO_4$ гиббсит раствор
умеренная	200- 600	-20 +27		$K[AlSi_3O_8] + H_2O + CO_2 \rightarrow$ ортоклаз $Al_2[Si_2O_5](OH)_4 +$ каолинит $SiO_2 \text{ n } H_2O + K_2CO_3$ опал раствор	
пустыни и полупустыни	150- 200	-8 +50	каменные развалы, щебень, песок, пыль		
арктическая и субарктическая		-60 +5			

Латеритные коры выветривания часто имеют мощность до нескольких десятков метров. Кроме процессов выветривания магматических пород, источником глинистых минералов в почвах являются постмагматические гидротермальные процессы, а также процессы диагенетических и катагенетических изменений осадочных толщ. Значение эндогенного материала в почвообразующих породах на заключительном этапе кайнозоя увеличивается. Это обусловлено высоким стоянием континентального блока, аридизацией суши, ледовым литогенезом плейстоцена, усилившим мобилизацию древних, в том числе гидротермальных образований.

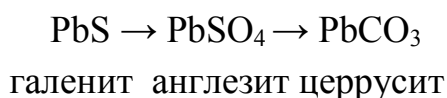
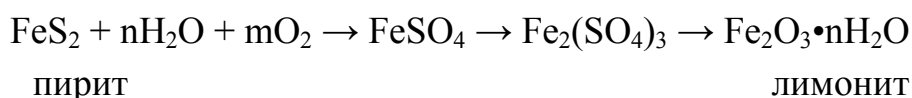
Латеритные коры выветривания часто имеют мощность до нескольких десятков метров. Кроме процессов выветривания магматических пород, источником глинистых минералов в почвах являются постмагматические гидротермальные процессы, а также процессы диагенетических и катагенетических изменений осадочных толщ. Значение эндогенного материала в почвообразующих породах на заключительном этапе кайнозоя увеличивается. Это обусловлено высоким стоянием континентального блока, аридизацией суши, ледовым литогенезом плейстоцена, усилившим мобилизацию древних, в том числе гидротермальных образований.

Химическому выветриванию могут подвергаться и другие типы пород, например, соляные, карбонатные и пр.

Зоны окисления формируются при химическом разложении рудных минералов под воздействием поверхностных и грунтовых вод, кислорода и углекислого газа атмосферы. Наиболее интенсивно в этих условиях изменяются сульфиды, за счет которых образуются сульфаты, карбонаты, оксиды и гидроксиды этих же металлов.

Зона окисления рудного тела формируется выше уровня грунтовых вод, в толще фильтрации поверхностных вод и аэрации.

Химическое выветривание сульфидов.



Образование минералов в болотах.

Характерные минералы – сидерит FeCO_3 , лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, вивианит $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

В процессе окисления часть минерального вещества растворяется грунтовыми водами, просачивается ниже их уровня, где в восстановительных условиях образует зону вторичного сульфидного обогащения. Ниже неё, в зоне застойных вод находятся неизменные первичные руды (рис. 45).

Основные образующиеся минералы: лимонит, гематит, куприт, малахит, азурит, сера, гипс, сульфаты и карбонаты Zn, Pb и др.

Формы выделения минералов: землистые массы, корки, налеты, натечные агрегаты, конкреции.

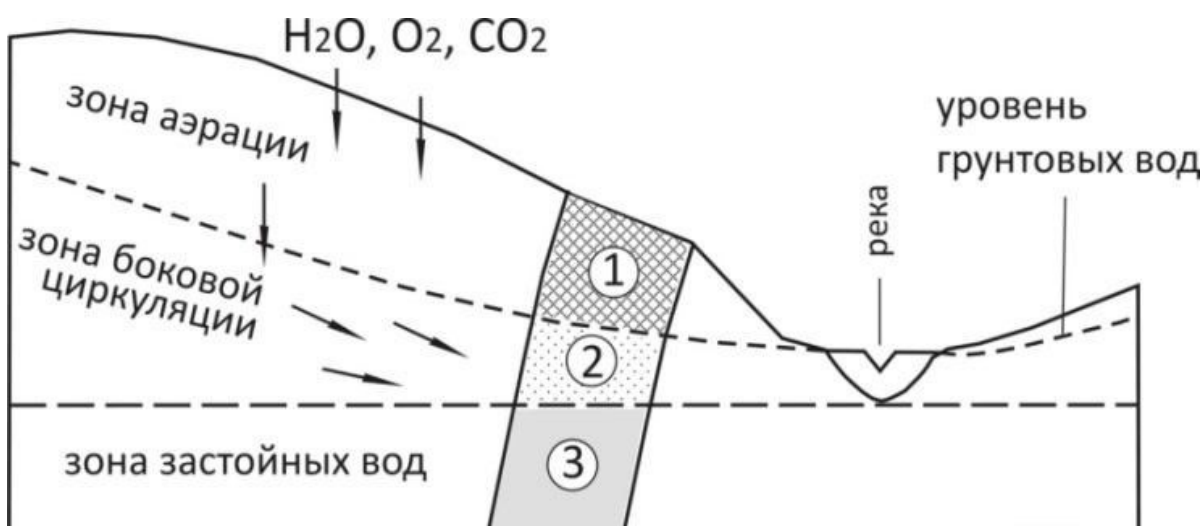


Рис. 45. Схема строения зоны окисления сульфидных руд:
1 - зона окисления; 2 - зона вторичного сульфидного обогащения;
3 - зона неизменных первичных руд.

Процессы осадконакопления

Химические осадки. Легкорастворимые продукты выветривания – простые соли, коллоидные растворы кремнекислоты $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ удаляются грунтовыми водами в водоёмы гидросферы: в реки, озёра, моря, океаны, в количестве 2 млрд 735 млн тонн в год. В бессточных пустынных и полупустынных регионах ежегодно образуется около 1 млн тонн солей, которые не удаляются и вызывают засоление грунтовых вод, почвообразующих пород и почв.

В водоёмах гидросферы принесённые вещества осаждаются разными способами: механическим путём (прямое осаждение твёрдых частиц); за счет процессов коагуляции коллоидных растворов; за счет кристаллизации из насыщенных истинных растворов; при участии биоты, в том числе различных бактерий.

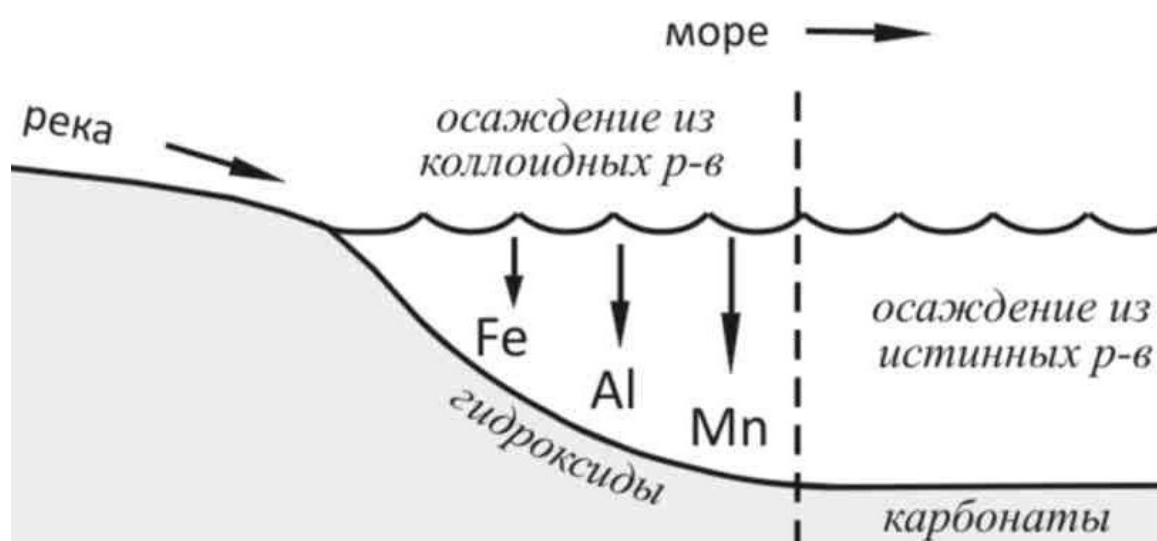


Рис. 46. Схема дифференциации вещества по мере удаления от береговой линии

Образование минералов при коагуляции коллоидов в морском бассейне (например, гидроксиды Fe, Al, Mn) происходит следующим образом. Воды рек приносят в бассейны седиментации огромное количество веществ не только в виде истинных, но и в виде коллоидных растворов. Попадая в морскую

воду (электролит), коллоидные растворы переходят из золей в гели и выпадают в виде студенистого придонного осадка.

Устойчивость коллоидных растворов разных химических элементов не одинакова, что приводит к последовательному их осаждению. Вблизи береговой линии выпадают гели гидроксидов Fe и кремнезема, далее от берега гидроксидов Al, а затем марганца (рис. 46).

Образование минералов из пресыщенных растворов происходит в условиях сухого и жаркого климата в бассейнах повышенной и высокой солености (озерах, мелководных лагунах) в результате испарения воды. При достижении определенной концентрации электролитов, из рассола происходит последовательная кристаллизация карбонатов, сульфатов, хлоридов, боратов (рис. 47).



Рис. 47. Последовательность выделения минералов при упаривании морской воды в полузамкнутом бассейне

Образование минералов при взаимодействии растворов с газами, выделяющимися в водоемах. Например, образование пирита FeS_2 при сероводородном заражении придонной части бассейна из-за разложения органического вещества.

На дне водоёмов простые соли проходят последовательно стадии седиментогенеза, диагенеза, катагенеза.

Седиментогенез – выпадение осадка из перенасыщенного раствора при коагуляции или взаимной коагуляции коллоидных растворов. Так образуются химические осадочные горные породы, сложенные минералами: галитом, сильвином, карналлитом, гипсом, ангидридом, мирабилитом, бокситом, лимонитом, фосфоритом, пиролюзитом.

Диагенез проявляется сразу после отложения осадков в виде их преобразования: дегидратации – обезвоживание гидроксидов; окислительное минералообразование в группе малоустойчивых компонентов; восстановительное минералообразование; перераспределение аутигенных минералов (образованных на месте нахождения) и возникновение стяжений; раскристаллизации коллоидных осадков; замещении органических остатков карбонатами. В стадии диагенеза возникают минералы: марказит, опал, халцедон, кварц, гидрогетит, пиролюзит, барит, целестин, кальцит, сидерит, глауконит, гидрослюды, монтмориллонит.

При *катагенезе* происходит *литификация* (окаменение) пород за счёт усиливающегося давления; частичное преобразование терригенных и частично аутигенных компонентов без их метаморфизма.

В результате регрессии моря, образованные на его дне осадочные горные породы и слагающие их минералы, входят в состав осадочного чехла литосферы.

Биогенные осадки. Важную роль в экзогенном образовании минералов играют биогенные процессы.

а) образование раковин, костей и других скелетных элементов организмов, за счет растворенных в морской воде химических соединений (Ca, P, SiO₂, CO₂ и пр.) Отмирая, тела организмов образуют толщи органогенных известняков (кальцит), диатомитов и трепелов (опал);

б) биогенные минералы возникают также из продуктов жизнедеятельности организмов. Минерализация гуано (птичий помёт) в условиях жаркого сухого климата привела к образованию месторождения чилийской селитры NaNO_3 ;

в) образование минералов за счет анаэробных микроорганизмов: например, восстановление самородной серы из гипса $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Обобщая информацию по эндогенным и экзогенным процессам минералообразования, можно обнаружить ряд характерных особенностей.

При внедрении магмы в земную кору, последняя находится в расплавленном состоянии, в виде магматического очага. При этом все химические элементы (как петрогенные, так и металлогенные) магмы равномерно распределены в общей массе. В дальнейшем, в период дифференциации и кристаллизации магмы, при участии летучих компонентов, металлогенные элементы (Pt, Cu, Fe, Au, Ag, Zn, Pb, Bi) стремятся к концентрации и пространственному обособлению от петрогенных элементов с образованием рудных месторождений (магматических, контактово-метасоматических, гидротермальных). Петрогенные элементы, наоборот, при образовании интрузивных горных пород остаются в состоянии более или менее равномерного распределения, лишь несколько обогащаясь при процессе дифференциации магмы. И только элементы с малыми и очень крупными размерами ионных радиусов (по сравнению с обычными петрогенными элементами) способны в существенных количествах скапливаться в пегматитовых образованиях.

При экзогенных процессах наблюдаются противоположные явления. Эти процессы, совершаясь за счет энергии

солнца в условиях сильно окислительной обстановки, действуют отрицательным образом, на все то, что было создано при эндогенных процессах минералообразования, и в конечной стадии приводят к образованию огромных толщ осадочных горных пород. При этом металлогенные элементы в главной массе претерпевают рассеяние в осадочных породах. Зато петрогенные элементы (Na, K, Mg, Ca, Al, а также C, Cl, B, S, P и др.) при экзогенных процессах проявляют заметно выраженную склонность к накоплениям с образованием многих неметаллических полезных ископаемых (известняки, гипсы, отложения соленосных озер, бокситы, фосфориты, каменные угли, нефти и др.).

4.3 Общая характеристика первичных (эндогенных) минералов почв и почвообразующих пород

1. Устойчивые первичные минералы входят в состав крупных фракций (песчаной и пылеватой с размером более 0,001 мм.). Их содержание в почвах коррелирует с гранулометрическим составом. Первичные минералы составляют 90-98% массы песков, 50-80% массы суглинков, 10-12% массы глин.

2. Устойчивые первичные минералы не меняют своего химического состава и наследуются почвой от разрушенных магматических и метаморфических пород в результате физического выветривания. Но после разрушения первичных минералов в результате химического и биологического выветривания они пополняют запас элементов питания для организмов (кроме азота) и определяют элементный химический состав почв, а также их физические свойства.

3. Устойчивые первичные минералы с жёсткой, неподвижной кристаллической решёткой, не обладают влагоёмкостью и физико-химической поглотительной способностью.

4. Преобладание первичных минералов в почве говорит об её относительной молодости. С увеличением возраста почв содержание первичных минералов уменьшается. В древних палеоавтоморфных почвах первичные минералы представлены наиболее устойчивыми против выветривания видами.

5. Первичные минералы транспортируются геологическими агентами (ветром, ледниками, водой) от разрушенных физическим выветриванием магматических горных пород к осадочным горным породам, где первичные минералы подвергаясь процессам выветривания и почвообразования могут превращаться во вторичные минералы.

6. Современное земледелие использует минеральный потенциал мезокайнозоя. Исходя из этого, почвы можно отнести к невозобновимым природным ресурсам.

По *химическому составу* первичные минералы образуют 3 группы:

1. Первичные силикаты и алюмосиликаты;
2. Первичный кварц;
3. Прочие минералы.

Вопросы и задания для самоконтроля

1. Какими по происхождению (генезису) бывают минералы? Какие минералы относятся к первичным?
 2. Охарактеризуйте эндогенные процессы минералообразования.
 3. Магматический процесс и его минеральные ассоциации.
 4. Пегматитовый процесс и его минеральные ассоциации.
 5. Метаморфический процесс и его минеральные ассоциации.
 6. Охарактеризуйте экзогенные процессы минералообразования.
- Что такое вторичные минералы?
7. В каких фракциях почв преобладают первичные минералы?
 8. Количественное содержание первичных минералов в почвах разного гранулометрического состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минералогия – древнейшая среди геологических наук, появившаяся раньше самой геологии. В настоящее время включает несколько направлений и имеет большое прикладное значение как наука о процессах формирования, свойствах, классификации и значении минералов в сельском хозяйстве.

Для правильной диагностики минералов необходимо знать их химический состав, все возможные виды изоморфизма, строение кристаллической решетки, морфологические, оптические, физические и специфические свойства минералов, а также процессы их образования.

Учебно-методическое пособие познакомит обучающихся с основами минералогии и кристаллографии, поможет усвоить материал, связанный с процессами образования минералов, как на поверхности, так и в недрах земной коры. Обучающиеся освоят технику диагностики минералов, опираясь на знания их строения, морфологических, оптических, физических и специфических свойств.

Выполнение заданий и ответы на вопросы для самоконтроля, представленные в разделах учебно-методического пособия, будут способствовать формированию у обучающихся знаний, умений, навыков по диагностике минералов, определяющих свойства и плодородие почвы, а также используемых в качестве агроуд в сельском хозяйстве.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие. М.: Книжный дом «Университет», 2007. 736 с.
2. Бондарев В.П. Геология. Лабораторный практикум. Полевая геологическая съёмка. М.: ФОРУМ : ИНФРА-М, 2002. 190 с.
3. Булах А.Г., Кривовчев В.Г., Золотарев А.А. Общая минералогия. 4-е изд., пер. и доп.- М.: Академия, 2008. 416 с.
4. Гуцин А.И., Романовская М.А., Брянцева Г.В. Общая геология: Практические занятия. / Под общ. ред. Короновского Н.В. Москва. ИНФРА-М. 2018. 236 с.
5. Савельева А.Д., Нарциссова П.В. Кристаллография и минералогия: В 3 ч.: учеб. пособие / Владим. гос. ун-т. Владимир, 2003. Ч.1. 72 с.
6. Скрыбина О.А. Минералогический состав почв и почвообразующих пород: учебное пособие. М-во с.-х. РФ, ФГОУ ВПО «Пермская ГСХА» Пермь: Изд-во ФГОУ ВПО «Пермская ГСХА», 2011. 117 с.
7. Толпешта И.И., Соколова Т.А., Бонифачио Э., Фальсонэ Г. Почвенные хлориты в подзолистых почвах разной степени гидроморфизма: происхождение и условия образования // Почвоведение. 2010. № 7. С. 831-842
8. Черкасова Т.Ю. Основы кристаллографии и минералогии: учебное пособие; Томский политехнический университет. Томск: Изд-во Томского Политехнического университета, 2014. 207 с.

Учебное издание

Власов Михаил Николаевич, Лобанова Евгения Сергеевна

ОСНОВЫ МИНЕРАЛОГИИ

Учебно-методическое пособие

Подписано в печать 11.01.21. Формат 60x84 ¹/₁₆.

Усл. печ. л. 7,56. Тираж 35 экз. Заказ № 1

ИПЦ «Прокрость»

Пермского государственного аграрно-технологического
университета имени академика Д.Н. Прянишникова,
614990, Россия, Пермь, ул. Петропавловская, 23