

Федеральное агентство по образованию
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Кузбасский государственный технический университет»

Кафедра геологии

МИНЕРАЛОГИЯ ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Методические указания к лабораторным работам по курсу
«Геология» (раздел «Минералогия») для подготовки студентов
направления 130400 и специальностей 130402, 130403, 130404,
130405, 130406, 270112, 270115

Составитель А. А. Возная

Утверждены на заседании кафедры
Протокол № 6 от 18.05.2009
Рекомендованы к печати методической
комиссией специальности 130403
Протокол № 12 от 15.06.2009
Электронная копия хранится
в библиотеке КузГТУ

Кемерово 2009

ВВЕДЕНИЕ

Лабораторные работы цикла “Минералогия” занимают важнейшее место в подготовке студентов направления 130400 “Горное дело” и являются наиболее сложными для усвоения дисциплины “Геология”, поскольку они требуют значительного объема самостоятельной работы студента с литературой, с каменным материалом, а также необходимость запоминания большого количества новых терминов и диагностических свойств отдельных минералов.

Основной целью лабораторных работ этого цикла является научить студента макроскопической диагностике минералов, т.е. определению минералов невооруженным глазом и при помощи легко доступных в быту подручных средств, а также ознакомить с программным перечнем порообразующих и рудных минералов. Поэтому настоящие методические указания содержат, в основном, сведения, характеризующие диагностические свойства минералов и описание этих свойств для отдельных минералов в виде минералогических таблиц.

Лабораторный цикл “Минералогия” охватывает 8 часов лабораторных занятий и включает следующие темы.

Лабораторная работа № 1. Изучение диагностических свойств минералов: морфология минералов и их агрегатов, физические свойства минералов (цвет, твердость, блеск и др.) (2 часа).

Лабораторная работа № 2. Изучение и определение порообразующих и рудных минералов из классов: самородные элементы, сульфиды, оксиды (окислы) и гидроксиды, карбонаты, сульфаты, хлориды, фториды, фосфаты, силикаты и алюмосиликаты (6 часов).

Выполнение лабораторных работ включает в себя: знакомство с эталонной коллекцией минералов под руководством преподавателя; выполнение контрольного задания по определению и описанию минералов индивидуальной задачи; проверку знаний студента диагностических свойств минералов отдельных классов путем тестового или устного опроса.

Обратите внимание, что в качестве примеров при характеристике отдельных диагностических свойств минералов используются только минералы из минералогических таблиц данных методических указаний.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «МИНЕРАЛ»

Минералы являются важнейшим звеном в ряду вещественной организации земной коры: химические элементы – минералы – горные породы – формации горных пород и т.д.

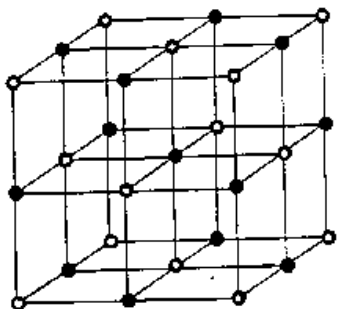
Общее число минералов около 3000, и оно неуклонно растет – в последние десятилетия открывают в среднем по 40–50 минералов ежегодно. Но лишь немногие из минералов (50–70) имеют широкое распространение в горных породах; они называются породообразующими. Что же такое минерал? Однозначное и простое определение дать трудно, т.к. понятие “минерал” различными учеными понимается по-разному и включает в себя много составляющих.

Минералы (лат. “минера” – руда) – это продукты природных физико-химических процессов, протекающих на поверхности или в недрах земной коры, получившие определенную химическую индивидуализацию и определенные физические свойства.

1. Минералы как кристаллические вещества

Минералы в природе находятся в трех агрегатных состояниях: *твердом, жидком и газообразном*. Значительно преобладают твердые минералы, среди которых небольшая часть представлена

аморфными образованиями, а подавляющее большинство – кристаллическими веществами. В аморфных телах материальные частицы (атомы, ионы) располагаются беспорядочно, а в кристаллических – упорядоченно, наподобие узлов пространственной решетки (рис. 1.1).



○ а ● б

Рис. 1.1. Кристаллическая решетка галита:
а – ионы Cl, б – ионы Na

Закономерному расположению материальных частиц соответствует минимальная внутренняя энергия. Следовательно, кристал-

лическое состояние вещества более устойчивое, поэтому оно более характерно для природных химических соединений – минералов. Кристаллическое строение большинства минералов определяет следующие их отличительные свойства: анизотропность, однородность и способность самоограняться.

Однородность – это способность минерального индивида кристаллического строения быть одинаковым во всем его объеме.

Анизотропность – это способность минерала кристаллического строения обладать одинаковыми физическими свойствами (твердостью, теплопроводностью и др.) по параллельным направлениям и неодинаковыми по не параллельным. Вдоль параллельных направлений атомы в кристаллической решетке минерала располагаются одинаково и свойства будут одинаковыми и наоборот, вдоль непараллельных направлений атомы располагаются неодинаково, поэтому физические свойства вдоль этих направлений различны. Аморфные минералы – изотропны, т.е. их физические свойства во всех направлениях остаются одинаковыми.

Способность самоограняться – это способность кристаллических минералов при своем образовании, росте покрываться плоскими гранями и прямолинейными ребрами, приобретая геометрически правильную многогранную форму в виде **кристаллов**. Это свойство присуще только веществам с кристаллическим строением. Для образования кристаллов в природе необходимы особые условия (наличие трещин и других пустот), где они могли бы свободно расти в спокойной обстановке. Кристаллические индивиды развивающиеся в стесненных условиях не приобретают геометрически правильную форму. Поэтому в природе минералы обычно встречаются в виде агрегатов, сложенных кристаллическими зернами неправильной формы.

2. Минералы как химические соединения

Химические элементы закономерно группируются в земной коре, образуя минералы. Как самородные элементы минералы встречаются редко, обычно они образуют различные химические соединения.

Среди минералов практически нет химически чистых веществ. В их структуру входят различные химические примеси. В одних минералах количество таких примесей незначительно – это минералы постоянного состава (галит – NaCl). Другие минералы содержат разные количества химических примесей. Такие минералы называют минералами переменного состава, и главная причина их существования – явление изоморфизма.

Изоморфизм – это явление замены в кристаллической решетке минерала одних химических элементов другими, но без изменения **кристаллической структуры минерала**. **Изоморфизм** происходит при условии разницы в размере взаимозаменяемых атомов не более 15 %, близости их химических свойств и сохранения электронейтральности кристаллической решетки.

Такие минералы представляют собой **твердые смеси**, т.е. **кристаллические растворы** переменного химического состава. В формулах минералов изоморфные атомы заключаются в круглые скобки и отделяются друг от друга запятыми (например, Mg и Fe в минерале оливин – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$).

Различают два типа изоморфизма по *степени совершенства*: совершенный и несовершенный.

При **совершенном (неограниченном) изоморфизме** возможна полная (до 100 %) замена одних атомов другими, т.е. могут существовать два крайних и все промежуточные по составу минералы, имеющие часто собственные названия. Например, в минерале оливин – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ наблюдается полный изоморфизм между Mg^{2+} ($R = 0,078$ нм) и Fe^{2+} ($R = 0,082$ нм). R – это радиус атомов или ионов, измеряемый в нанометрах (1 нм равен 10^{-9} м). Крайними членами изоморфного ряда являются форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ и фаялит $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$.

При **несовершенном (ограниченном) изоморфизме** количество изоморфной примеси не может превышать какого-то предела, неоднозначного для разных минералов. Например, в минерале сфалерит – ZnS железа двухвалентного не более 20 % от суммы (Fe + Zn). Железистая разновидность сфалерита называется марматитом, безжелезистая – клейофаном.

Существует два типа изоморфизма *по характеру компенсации валентности*: изовалентный и гетеровалентный.

Изовалентный изоморфизм характеризуется заменой в кристаллической решетке одного атома другим атомом той же валентности. Пример замены двухвалентного магния двухвалентным железом в структуре оливина рассмотрен выше.

При **гетеровалентном изоморфизме** в кристаллических структурах минералов происходит замена одного атома другим атомом иной валентности. Гетеровалентный изоморфизм ярко проявляется на примере плагиоклазов. Плагиоклазы представляют собой изоморфный ряд с полной (100%-ной) изоморфной смесимостью при высоких температурах. Крайними членами этого ряда являются альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, между которыми существуют переходные разновидности с различным процентным содержанием Na и Ca. Происходит замена Na^{1+} ($R = 0,057$ нм) на Ca^{2+} ($R = 0,106$ нм), а избыток заряда компенсируется вхождением Al^{3+} ($R = 0,057$ нм) на место Si^{4+} ($R = 0,039$ нм).

Большинство породообразующих минералов представляет собой изоморфные смеси. Химический состав и физические свойства минерала – члена изоморфного ряда зависят от параметров среды минералообразования. Например, из магматического расплава, обогащенного магнием, железом и кальцием, будет кристаллизоваться плагиоклаз с высоким содержанием кальция (лабрадор, битовнит, анортит – основные плагиоклазы), а из расплава, обеднённого этими химическими элементами, но богатого щелочами, возникнут преимущественно натриевые плагиоклазы (олигоклаз, альбит – кислые плагиоклазы).

Проявление изоморфизма оказывает влияние на те или иные физические свойства минерала, что необходимо учитывать при их диагностике. Например, железистая разновидность сфалерита марматит образуется в высокотемпературных гидротермальных условиях и имеет буровато-черный цвет, темно-коричневый цвет черты, а клейофан образуется при более низких температурах и имеет бесцветный или светло-желтый цвет и белый цвет черты.

3. Вода в составе минералов

Вода входит в состав минералов в различных формах.

Конституционная вода входит в кристаллическую решетку минералов в виде ионов OH^- или H_3O^+ . Удаление её происходит при высоких температурах (600–700 °С), при этом минерал разрушается. Например, минерал тальк $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Кристаллизационная вода входит в решетку минералов в виде молекул H_2O . Удаление её происходит при температурах 300–400 °С, минерал при этом также разрушается. Например, гипс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Адсорбционная вода может сорбироваться минералами, обладающими коллоидными свойствами. Она удаляется при температуре 110 °С, минерал при этом не разрушается. Например, опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

В минералах могут присутствовать одновременно разные виды воды, например $(\text{Al}, \text{Mg})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – монтмориллонит.

4. Классификация минералов

Классификация минералов – это группировка более чем 3000 минералов по какому-либо одному или нескольким признакам. В современной минералогии имеется много различных вариантов классифицирования минералов. Например, можно выделять группы минералов по ведущему или характерному элементу – минералы, содержащие свинец, уран, молибден и т.д. Можно выделять группы минералов по общности процесса минералообразования – магматические, гидротермальные, осадочные и др. группы минералов. В России наиболее распространена классификация минералов, основанная на их **химическом составе**. Согласно этой классификации всё многообразие минералов поделено на десять типов. В составе большинства типов выделены классы, а иногда и подклассы. Породообразующие и рудные минералы являются представителями не всех типов минералов. Поэтому классификация приводится не в полном объёме.

Тип простые вещества

В этот тип входят минералы, состоящие из одного химического элемента. Известно около 45 минералов этого типа, но в составе земной коры они составляют 0,1 %.

Класс самородные металлы: золото – Au.

Класс самородные неметаллы: сера – S.

Тип сернистые соединения и их аналоги

В этот тип входят около 500 минералов, представляющих собой соединения различных элементов с серой, реже мышьяком или теллуром. В составе земной коры они составляют 0,15 % по весу, но включают ряд минералов, являющимися важнейшими рудами на Pb, Zn, Cu, Mo, Hg, As.

Класс простые сульфиды, персульфиды и их аналоги: галенит – PbS, пирит – FeS₂.

Класс сложные сульфиды и их аналоги: халькопирит – CuFeS₂.

Тип галогенные соединения

В этот тип входят около 100 минералов, которые в химическом отношении представляют собой соли галоидно-водородных кислот – HCl, HF, HBr и HI. Наиболее широко распространены хлористые и фтористые соединения.

Класс хлориды: галит – NaCl, сильвин – KCl.

Класс фториды: флюорит – CaF₂.

Тип кислородные соединения

Класс оксиды и гидроксиды

В этот класс объединены минералы – соединения различных элементов с кислородом (оксиды) и соединения с кислородом и с гидроксильной группой (ОН) (гидроксиды). В составе земной коры они составляют 17 % по весу, из них на долю кремнезема (SiO₂) приходится 12,5 %. Оксиды и гидроксиды Al, Fe, Mn, Cr – важнейшие руды: магнетит – Fe₃O₄, гематит – Fe₂O₃, кварц – SiO₂.

Класс сульфаты

Соли серной кислоты – H₂SO₄. Многие сульфаты легко растворяются поверхностными водами и поэтому широко участвуют в образовании химических осадков. Минералы этого класса весьма многочисленны – около 250 видов, но составляют 0,1 % массы земной коры: гипс – Ca[SO₄].2H₂O.

Класс фосфаты

Минералы этого класса являются солями фосфорной кислоты – H₃PO₄ и составляют не более 0,1 % массы земной коры: апатит – Ca₅[PO₄]₃(OH,F,Cl).

Класс карбонаты

Минералы этого класса являются солями угольной кислоты – H_2CO_3 . Большинство карбонатов – это безводные простые соединения, главным образом, Ca, Mg и Fe с комплексным анионом $[\text{CO}_3]^{2-}$. Карбонаты (80 минералов) составляют до 1,7 % веса земной коры. Минералы этого класса имеют в основном экзогенное происхождение: кальцит – $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, доломит – $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})[\text{CO}_3]_2$.

Класс силикаты

Минералы этого класса являются главнейшими породообразующими минералами и широко распространены в природе, слагая до 75 % объёма земной коры. Основной кристаллической структуры *силикатов* является кремнекислородный анион $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Позицию кремния в анионе может занимать алюминий $[\text{AlO}_4]^{5-}$, но не более половины объёма решетки. Такие минералы являются *алюмосиликатами*. Анионы в структуре силикатов способны к полимеризации, т.е. к образованию различных анионных группировок. Между собой одиночные анионы или их группировки соединяются через катионы. Геометрия сочетания катионов и анионных группировок в кристаллической решетке объясняет разнообразие и обуславливает свойства силикатов. Характер сцепления анионов в группировке лежит в основе выделения *подклассов* силикатов.

Подкласс островных силикатов: $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$ – оливин, эпидот – $\text{Ca}_2(\text{Al}_2\text{Fe})[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$.

Подкласс кольцевых силикатов: турмалин – $\text{NaFe}_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3(\text{OH})_4$.

Подкласс цепочечных силикатов – пироксенов: авгит – $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$.

Подкласс ленточных силикатов – амфиболов: роговая обманка – $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$, актинолит – $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

Подкласс слоевых силикатов: $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – тальк, биотит – $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$.

Подкласс каркасных силикатов: калиевые полевые шпаты (КПШ) – $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, натрий-кальциевые полевые шпаты (плаггиоклазы) – это изоморфный ряд $(100 - n)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \leftrightarrow n\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

5. Процессы образования минералов

Минералы возникают при геохимических реакциях, сопровождающих геологические процессы. Процессы минералообразования и условия (температура, давление) образования минералов весьма разнообразны, но их можно объединить в две большие группы.

1. **Эндогенные** (или гипогенные, глубинные) процессы минералообразования протекают внутри земной коры и верхней мантии, где господствуют большие температуры и давления. Эндогенное минералообразование протекает за счет **внутренней** тепловой и иной энергии Земли. Среди эндогенных процессов различают магматические, пегматитовые, постмагматические и метаморфические процессы образования минералов.

2. **Экзогенные** (или гипергенные, поверхностные) процессы образования минералов происходят на поверхности или близ поверхности Земли, а также в морях, озерах и болотах, при участии подземных вод. Экзогенное минералообразование протекает, в основном, за счет **солнечной** энергии, при активном участии атмосферы, гидросферы и биосферы (т.е. жизнедеятельности организмов).

В настоящее время выделяют **космогенные**, протекающие в космическом пространстве, процессы минералообразования.

Магматические процессы минералообразования приводят к образованию минералов магматического генезиса (происхождения). Минералы возникают при остывании и кристаллизации магмы – огненно-жидкого силикатного расплава, насыщенного летучими компонентами (парами воды, газами – фтором, хлором, углекислым газом). Температура магматического минералообразования высокая – 900 (600)–1500 °С.

Пегматитовые процессы минералообразования связаны с кристаллизацией последних, остаточных порций магматического расплава. Остаточный расплав обогащен щелочами и окислами, пересыщен газами. Это способствует образованию характерных крупнозернистых структур, отдельные кристаллы могут иметь размеры до нескольких метров. Температура пегматитового минералообразования от 700–800 до 50–150 °С.

Пневматолитовые процессы минералообразования (греч.

“пневма” – газ, дыхание) – процессы образования минералов из газовой фазы. Эти газы отделяются (отщепляются) от магмы в процессе ее кристаллизации. По мере движения вверх по трещинам газы охлаждаются, реагируют друг с другом и вмещающими породами с образованием новых минералов. Пневматолитовое минералообразование проявляется при температурах 650–250°C. Пневматолитовые процессы минералообразования, происходящие в области контакта магматических и вмещающих их осадочных пород, получили название **контактово-метасоматических**. Наиболее выразительными продуктами контактово-метасоматических процессов являются альбититовые, грейзеновые и скарновые породы с присущими им редкими минералами.

Гидротермальные процессы минералообразования (греч. “гидро” – вода, “термо” – температура) связаны с образованием минералов из горячих, минерализованных водных растворов. Эти растворы, чаще всего, являются производными магматических расплавов. Гидротермальное минералообразование происходит при температурах от 700–600 до 25 °С, обычно по температуре выделяют высоко-, средне-, низкотемпературные гидротермальные минералы и минеральные ассоциации. Наиболее обильное гидротермальное минералообразование протекает в интервале 400–100°C. При гидротермальном и пневматолитовом минералообразовании известны два **способа отложения** минералов: **путем выполнения** трещин и других полостей в горных породах с образованием гидротермальных жил, гнезд и **путем метасоматоза**. При метасоматозе минералообразование происходит путем замещения ранее образованного минерала новым минералом или комплексом минералов и сопровождается изменением химического состава исходной породы.

Кроме пневматолитового и гидротермального процессов в чистом виде выделяют смешанные, переходные процессы минералообразования: пневматолито-гидротермальный, гидротермально-метасоматический, пневматолито-метасоматический. Все эти процессы нередко объединяют в единую группу **постмагматических** процессов минералообразования (греч. “пост” – после). Само название группы процессов подчеркивает тесную взаимосвязь магматических и постмагматических процессов. По сути, они представляют единую, эволюционирующую во времени и в

пространстве систему геологических процессов, в результате которых образуются **первичные эндогенные** минералы.

Экзогенные процессы минералообразования обусловлены тем, что первичные эндогенные минералы, образовавшиеся при высоких температурах и давлениях, неустойчивы вблизи и на земной поверхности. Они подвергаются механическому, химическому и биохимическому разрушению (выветриванию) и переходят в новые **вторичные** минералы.

В результате процессов выветривания образуются минералы так называемой **коры выветривания, зоны окисления**. Кроме того, продукты выветривания могут переноситься водными и воздушными потоками на значительные расстояния. Некоторые минералы могут при этом переходить в раствор и мигрировать в растворенном виде, достигая морей и океанов. При определенных условиях (их называют механическими, геохимическими и биохимическими барьерами) все эти продукты выветривания выпадают в осадок с образованием минералов **осадочного происхождения**. Осадочное минералообразование подразделяется на осадочное химическое и осадочное биохимическое. **Осадочное химическое** минералообразование происходит в озерах и морях в результате химических реакций, когда растворенные вещества не могут находиться в воде и выпадают в осадок. Этот процесс протекает при изменении концентрации, состава, температуры морской воды и наиболее характерен для условий сухого, жаркого климата. **Осадочное биохимическое** минералообразование происходит в результате биохимических реакций при выборочном усвоении животными и растительными организмами некоторых химических элементов и накоплении их после отмирания этих организмов.

Метаморфогенные процессы минералообразования относятся к эндогенным процессам, происходящим вне зоны выветривания. Эти процессы обусловлены тем, что все ранее образовавшиеся минералы (и первичные эндогенные, и экзогенные, и собственно метаморфические) **в недрах Земли** могут попадать под воздействие иных, более высоких или низких температур и давлений, чем те, при которых произошло образование этих минералов. Образуются новые метаморфогенные минералы и минеральные агрегаты.

Большинство минералов может образовываться различными способами. Некоторые из них, например, пирит, образуются при любом из описанных выше процессов минералообразования. Но при этом минералы обычно несут признаки (цвет, твердость, плотность, морфология зерен и агрегатов и др.), характеризующие условия образования минерала. Эти признаки называются **типоморфными**. Более того, часть минералов образуется или весьма типична только при определенных процессах минералообразования (нефелин, киноварь, галит). В этом случае говорят о типоморфизме минерала. Типоморфизм окраски проявляется, например, у сфалерита. Установлено, что в гидротермальных условиях минералообразования высокотемпературный сфалерит имеет черный цвет, среднетемпературный – коричневый, низкотемпературный – светло-желтый и бесцветный. Типоморфным признаком может быть и облик минералов.

Однако необходимо иметь в виду, что однозначное определение условий образования минералов нередко затрудняется широко распространенным в геологии явлением **конвергенции**. Оно заключается в том, что нередко в результате различных процессов минералообразования образуются одинаковые минералы и ассоциации минералов, сходные по составу, строению, физическим свойствам.

В заключение краткого обзора отметим, что минералы, являясь “кирпичиками” горных пород, имеют большое научное и практическое значение. Например, минеральный состав пород и руд во многом определяет: обогатимость и схемы обогащения руд; физико-механические свойства пород и руд, от которых зависит комплекс инженерно-геологических мероприятий при строительстве и эксплуатации инженерных и горнотехнических сооружений. Поэтому важно уметь определять (узнавать) основные породообразующие и рудные минералы. Этому несложно научиться. В практической деятельности природопользователя минералы определяются по макроскопическим (визуальным) диагностическим признакам, т.е. по внешним признакам, которые видны невооруженным глазом, или определяются с помощью простейших подручных средств. К числу таких признаков относятся: морфология минералов и их агрегатов, некоторые физические свойства минералов и парагенезис минералов. Эти признаки

рассмотрены в соответствующих разделах методических указаний.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

1. СОДЕРЖАНИЕ И ПОРЯДОК ВЫПОЛНЕНИЯ ЛАБОРАТОРНОЙ РАБОТЫ, ОПИСАНИЕ ОБОРУДОВАНИЯ

Лабораторная работа посвящена теоретическому и практическому освоению диагностических свойств минералов с использованием эталонной коллекции. Суть указанных признаков и приемы их использования приводятся ниже.

Необходимое оборудование и материалы: методические указания к лабораторной работе № 1, эталонную коллекцию «Диагностические свойства минералов», шкалы твёрдости, лупы, стеклянные и фарфоровые пластинки, магнитные стрелки, 10 %-ную соляную кислоту, комплект индивидуальных задач на подгруппу – получает дежурный до начала занятия.

Отчет по первой лабораторной работе не оформляется, каменный материал индивидуальной задачи используется для тренировки навыков диагностики. Результаты наблюдений диагностических признаков минералов будут использованы при определении минералов и составлении отчета по следующей лабораторной работе.

2. МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ АГРЕГАТОВ

Морфология (греч. “морфос” – форма, “логос” – слово, учение) **минералов и минеральных агрегатов** – это изучение и характеристика минералов и их формы (внешнего вида). Морфология минералов и их агрегатов зависит от химического состава, кристаллической структуры минералов и от условий и способа их образования. Это позволяет использовать морфологические особенности для диагностики минералов и судить об их генезисе (происхождении).

2.1. Морфология минеральных зёрен

Основная масса твердых минералов встречается в виде зёрен неправильной формы, обладающих лишь внутренним кристаллическим строением, но не имеющих кристаллических граней. Хорошо образованные кристаллы, т.е. зерна, ограниченные собственными гранями, встречаются гораздо реже.

2.1.1. Морфология минеральных зёрен неправильной формы характеризуется **степенью изометричности** и выражается в различном соотношении их длины, ширины и толщины (высоты). По степени изометричности выделяют следующие морфологические типы минеральных зёрен – изометричные, удлинённые, уплощенные и переходные.

Изометричные зерна, имеющие равновеликие размеры по трём взаимно перпендикулярным направлениям в пространстве («шаровидные»). Такие зерна наиболее характерны для минералов, кристаллизующихся в кубической сингонии (рис. 2.1, а).

Удлинённые или **вытянутые в одном направлении** зёрна, среди которых по соотношению длины и поперечника различают следующие разновидности: **столбчатые, шестоватые, игольчатые, волокнистые**. Зерна удлинённой формы чаще встречаются у минералов, кристаллизующихся в сингониях средней категории (тригональной, тетрагональной, гексагональной), реже – низшей (рис. 2.1, б).

Уплощенные (сплюснутые) зёрна, одинаково вытянутые в двух направлениях, при сохранении третьего короткого. По «толщине» различают: **таблитчатые, пластинчатые, листоватые, чешуйчатые** зёрна. Уплощенный облик зёрен обычно имеют минералы, кристаллизующиеся в сингониях низшей категории (рис. 2.2, в). Существуют формы зёрен **переходные** между основными тремя типами. **Досковидные** зёрна имеют промежуточную форму между вторым и третьим типами (столбчатые и одновременно уплощенные индивиды). **Бочёнковидные** зёрна – промежуточная форма между первым и вторым типами (рис. 2.2, г, д).

Некоторые минералы обладают неправильной формой зерна, которая по соотношению длины, ширины и высоты примерно соответствует изометричной форме. -

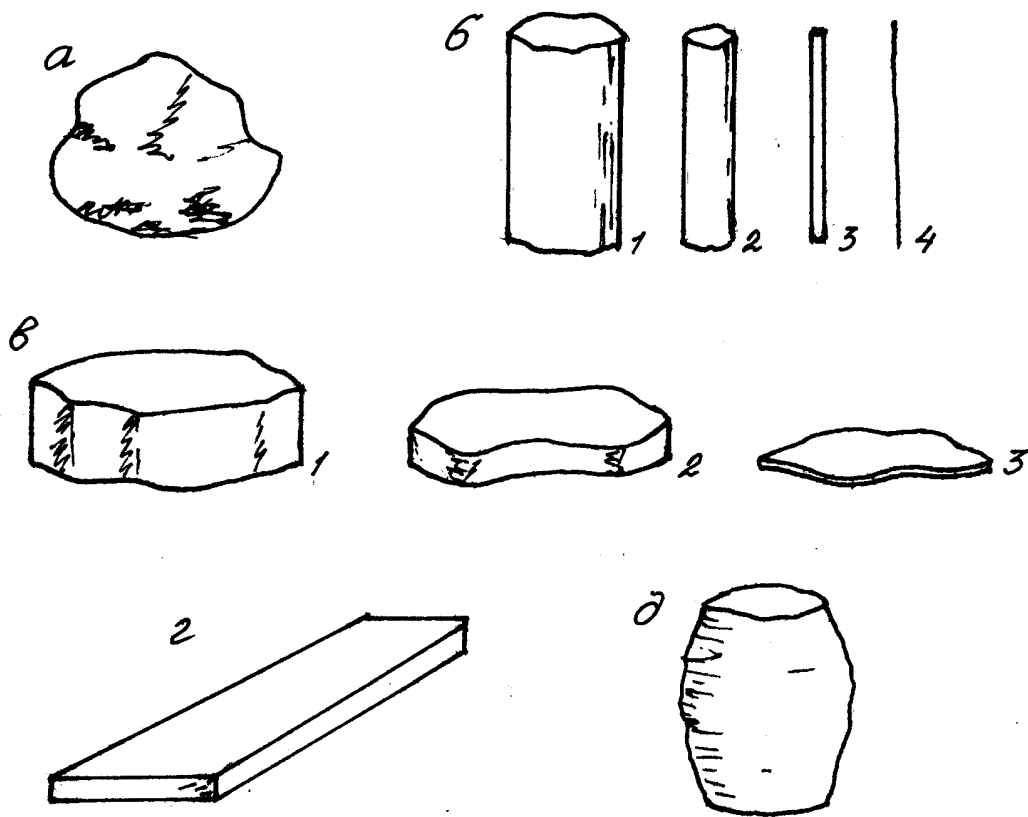


Рис. 2.1. Морфология минеральных зерен по степени изометричности: а – изометричные; б – удлинённые: 1 – столбчатые; 2 – шестоватые; 3 – игольчатые; 4 – волокнистые; в – уплощенные: 1 – таблитчатые; 2 – пластинчатые; 3 – листоватые; г – досковидные; д – бочёнковидные

Определяя форму зерна минерала в образце, необходимо обратить внимание на различие сечений зёрен. Изометричные зёрна имеют одинаковые сечения при любом случайном сколе. Вытянутые и уплощенные зёрна имеют различные сечения вдоль и поперёк зерна. По этому признаку зёрна разных форм в породах легко отличаются друг от друга (рис. 2.2).

2.1.2. Минералы, развивающиеся в свободном пространстве или обладающие большой силой кристаллизации, при своем росте **приобретают правильную многогранную форму**. При этом возникают кристаллы, которые также могут быть охарактеризованы по степени изометричности, т.е. могут иметь изометричный, удлинённый или уплощенный облик.

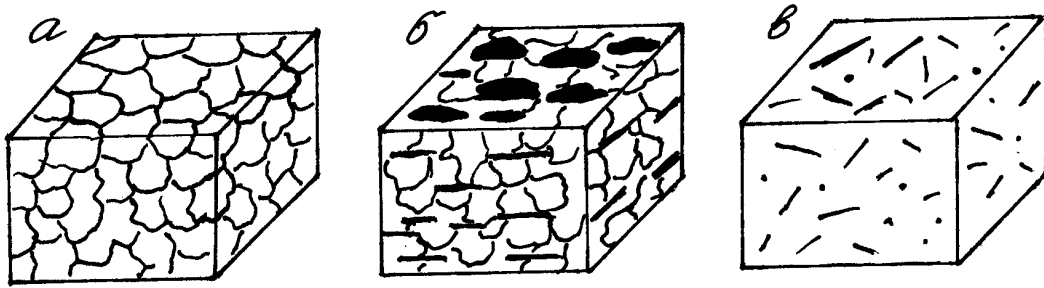


Рис. 2.2. Сечения минеральных зерен разных форм в горных породах: а – изометричные зерна кальцита в мраморе; б – листоватые черные зерна биотита в гнейсе; в – игольчатые зерна роговой обманки в трахите

Однако кристаллы, близкие по облику, часто различаются по набору простых форм, участвующих в огранке, т.е. по **габитусу**. Например, кристаллы пирита обычно встречаются в виде гексаэдров или пентагондодекаэдров (рис. 2.3). Общий облик для них изометричный, но габитус кристаллов различен: в первом случае – гексаэдрический, во втором – пентагондодекаэдрический. Поэтому, характеризуя морфологию зерна минерала, имеющего кристаллическую огранку, необходимо внешний облик конкретизировать указанием габитуса кристалла. Например, хорошо образованные шестоватые по облику кристаллы берилла имеют гексагонально-призматический габитус (хорошо развиты грани гексагональной призмы).

Грани кристаллов часто бывают покрыты различной **штриховкой** или бороздками. У одних минералов штриховатость проявляется вдоль вытянутости кристаллов (турмалин, эпидот, эгирин, арсенопирит), у других – поперек (кварц). Для кубических кристаллов пирита характерно, что штрихи одной грани расположены перпендикулярно по отношению к штрихам каждой соседней грани (см. рис. 2.3, а). Образование штриховатости граней связано с особенностями

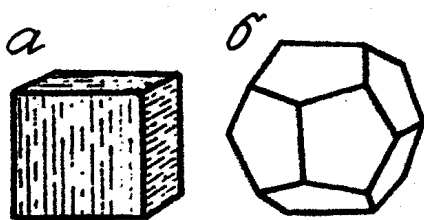


Рис. 2.3. Кристаллы пирита различного габитуса: а – гексаэдр; б – пентагондодекаэдр

является вдоль вытянутости кристаллов (турмалин, эпидот, эгирин, арсенопирит), у других – поперек (кварц). Для кубических кристаллов пирита характерно, что штрихи одной грани расположены перпендикулярно по отношению к штрихам каждой соседней грани (см. рис. 2.3, а). Образование штриховатости граней связано с особенностями

внутреннего строения кристаллов.

Габитус кристаллов, равно как и форма зерен, может являться для некоторых минералов надежным диагностическим признаком. Например, кристаллы гранатов обычно имеют ромбодекаэдрический габитус, поэтому этот минерал легко диагностируется в породе даже по фрагменту кристалла, если заметна хоть одна грань в виде ромба.

2.2. Закономерные сростки кристаллов

Довольно часто кристаллические индивиды одного и того же минерала образуют между собой закономерные сростания – двойники. **Двойником** называют закономерный сросток, по определенным кристаллографическим направлениям, двух кристаллов одного и того же минерала. Двойники возникают в результате взаимного прорастания или сростания кристаллов (рис. 2.4, а, б).

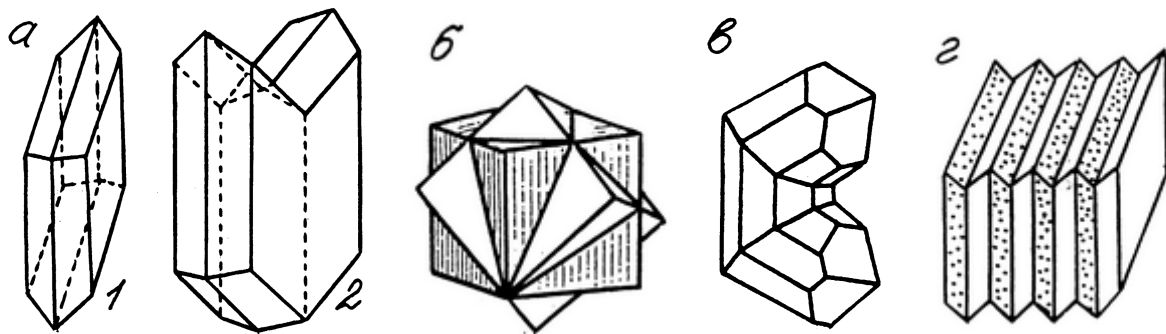


Рис. 2.4. Закономерные сростки кристаллов: а – двойник сростания гипса: 1 – одиночный кристалл, 2 – сдвойникованный; б – двойник прорастания флюорита; в – тройник касситерита; г – полисинтетический двойник

В случае сростания трех, четырех, пяти кристаллов и более различают соответственно тройники, четверники, пятерники и т.д. (рис. 2.4, в). Иногда встречается целая серия кристаллов, сросшихся так, что каждые два соседних кристалла ориентируются друг относительно друга в двойниковом положении, а следующие через один кристаллы оказываются взаимно параллельными. Это так называемые полисинтетические двойники (рис. 2.4, г).

Для некоторых минералов двойниковые образования типич-

ны и являются их диагностическим признаком. Таковы, например, коленчатые двойники касситерита, рутила, так называемый “ласточкин хвост” гипса, полисинтетические двойники кристаллических зерен полевых шпатов (рис. 2.4). Макроскопически полисинтетическое двойникование обнаруживается на плоских сколах крупных зерен, когда при осмотре на поверхности наблюдается серия строгопараллельных полос, отражающих свет с разной интенсивностью. При изменении угла зрения интенсивность отражения меняется. Возникает двойниковая параллельная полосчатость или штриховка.

2.3. Морфология минеральных агрегатов

Минералы в природе редко встречаются в виде отдельных кристаллов или изолированных кристаллических зерен. Обычно, независимо от способа образования, минералы образуют незаконномерные сростки кристаллических зерен, либо некристаллические (аморфные) массы, называемые минеральными агрегатами.

Минеральный агрегат – скопление одного или нескольких минералов, возникшее в результате природных процессов минералообразования. Если минеральный агрегат сложен одним минералом, он называется **мономинеральным**, а если двумя и более минералами – **полиминеральным**. Строение и морфология минеральных агрегатов очень разнообразны. Многие из них типичны, приобрели собственные названия и являются важным элементом диагностики минералов. По условиям образования и распространенности различают две группы минеральных агрегатов: зернистые и особые.

2.3.1. Зернистые агрегаты представляют собой скопление кристаллических минеральных зерен, иногда в сочетании с хорошо образованными кристаллами. Зернистые агрегаты наиболее распространены в природе – ими представлено подавляющее большинство горных пород и руд. Например, в магматических породах они образуются в результате выпадения из расплава и роста массы очень мелких зародышевых кристалликов минералов. Одновременный рост каждого кристаллика приводит к тому, что зерна минералов принимают форму того пространства, кото-

рое было в их распоряжении и обычно не могут образовывать свойственные им кристаллы. В зависимости от конкретных условий минералообразования (температуры, давления) меняются параметры зернистых агрегатов.

Зернистые агрегаты принято классифицировать по нескольким параметрам.

По абсолютному размеру кристаллических зерен выделяют следующие агрегаты:

1) **явнозернистые** – размер зерен больше 0,1 мм, они легко различимы глазом;

2) **скрытозернистые** – размер зерен меньше 0,1 мм, зерна неразличимы глазом, зернистое строение агрегата надежно устанавливается только при исследовании под микроскопом.

По относительному размеру зерен зернистые агрегаты делятся на:

1) **равномернозернистые** – зерна приблизительно одного размера;

2) **неравномернозернистые** – зерна различны по размерам.

Зернистые агрегаты классифицируют и по **форме слагающих их минеральных зёрен**. Например – **таблитчатый (таблитчато-зернистый), игольчатый (игольчато-зернистый)** агрегаты. Исключение составляют агрегаты, образованные изометричными зёрнами, – термин «изометричный агрегат» не употребляют.

В зависимости от **количественного содержания минералов** в полиминеральном агрегате минерал может образовывать **сплошной зернистый** агрегат или присутствовать в виде **вкрапленных зерен** в массе другого минерала. Вкрапленность может быть равномерной или неравномерной.

По степени заполнения пространства различают **плотные и рыхлые** зернистые агрегаты.

Морфологию зернистых агрегатов при выполнении лабораторных работ необходимо характеризовать одновременно по ряду параметров. В полиминеральных зернистых агрегатах, которые могут слагаться различными по форме и размеру зернами минералами, необходимо описывать агрегат каждого минерала в отдельности.

2.3.2. Особые минеральные агрегаты имеют значительно меньшее распространение в земной коре, чем зернистые агрегаты. Это объясняется тем, что для их возникновения требуются специфические условия минералообразования.

1. Дендриты (греч. – “дерево”) – агрегаты, напоминающие ветки дерева или ветвящиеся ростки мха. Представляют собой скопление закономерно сросшихся кристаллических индивидов. Дендриты образуются при быстрой кристаллизации, а также при кристаллизации по тонким трещинкам или в вязкой среде. В виде дендритов встречаются некоторые самородные элементы (золото, серебро, медь), оксиды Mn, лед (рис. 2.5, а).

2. Друзы (нем. – “щетка”) – агрегаты хорошо образованных кристаллов, прикрепленных одним концом к общему основанию (рис. 2.5, б). Образуются при кристаллизации минералов в свободном пространстве: в открытых трещинах, пустотах. Если кристаллы друзы тесно соприкасаются и вытянуты приблизительно параллельно друг другу, то агрегат будет называться **гребенчатым** или **кристаллической щеткой**. Наросты мелких, тесно сросшихся кристалликов, именуются **кристаллическими корочками**.

3. Секречии (лат. – “выделение”) – образуются в результате заполнения минералами неправильных, чаще округлых пустот, полостей в горных породах. Образование секречий происходит в пустотах ранее сформировавшихся пород, при этом химический состав секречий отличается от состава вмещающих их пород. Отложение вещества происходит послойно от стенок пустоты к ее центру, результатом этого является концентрически-зональное строение секречии. Причем отдельные слои (зоны) секречии отличаются друг от друга по цвету, а часто и по составу. Заполнение полости может быть полным или частичным. Мелкие секречии (до 10 мм в поперечнике), нацело, заполненные минеральным веществом называются **миндалинами**, более крупные, нередко с пустотой внутри, – **жеодами** (рис. 2.5, в). Стенки пустоты в жеоде покрыты друзами кристаллов или натечными образованиями.

4. Конкреции (лат. – “стяжение, сгущение”) – представляют собой шаровидные или неправильной формы образования (**желваки**), возникающие в осадочных породах, в основном на стадии

преобразования осадка в осадочную горную породу. Они образуются за счет стяжения минерального вещества к какому-либо центру кристаллизации, при этом рост кристаллов в отличие от секреций направлен противоположно – от центра к периферии, в результате чего, нередко, возникает радиально-лучистое внутреннее строение конкреции (рис. 2.5, г). Иногда наблюдается неясно выраженное концентрически-зональное строение минеральной массы, слагающей конкрецию. Размер этих образований колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Разрастаясь и соединяясь вместе, они могут образовывать сложные по форме крупные тела. Наиболее часто в виде конкреций встречаются: фосфорит, сидерит, марказит и др. минералы.

5. Оолиты – это сферические образования небольших размеров (от долей миллиметра до 10–15 мм) с ясно выраженным концентрически-скорлуповатым, реже радиально-лучистым строением (рис. 2.5, д). Они образуются при осадконакоплении во взвешенном состоянии в подвижной водной среде путем послойного отложения вещества вокруг каких-либо затравок (песчинок, пузырьков воздуха и пр.), либо при диагенезе в результате диффузии в коллоидной среде. В виде оолитов встречается кальцит, гидроксиды Fe и Mn, железистые хлориты. Осадочные горные породы оолитового строения носят название икряных или гороховых камней.

6. Натечные агрегаты возникают в пустотах горных пород путем выпадения из медленно испаряющихся коллоидных растворов.

При свободном стекании в крупных полостях под действием силы тяжести возникают натечные образования в виде сосулек – **сталактиты** и растущие им навстречу за счет падающих капель **сталагмиты** (рис. 2.5, е). Медленно продвигающиеся коллоиды при высачивании на стенки пустот обволакивают их, постепенно теряют воду и затвердевают, образуя **почковидные и гроздевидные** агрегаты (рис. 2.5, ж). Крупные шарообразные образования с блестящей поверхностью носят название “**стеклянные головы**”. Натечные образования обнаруживают концентрически-зональное внутреннее строение, которое объясняется послойным отложением вещества из раствора. С течением

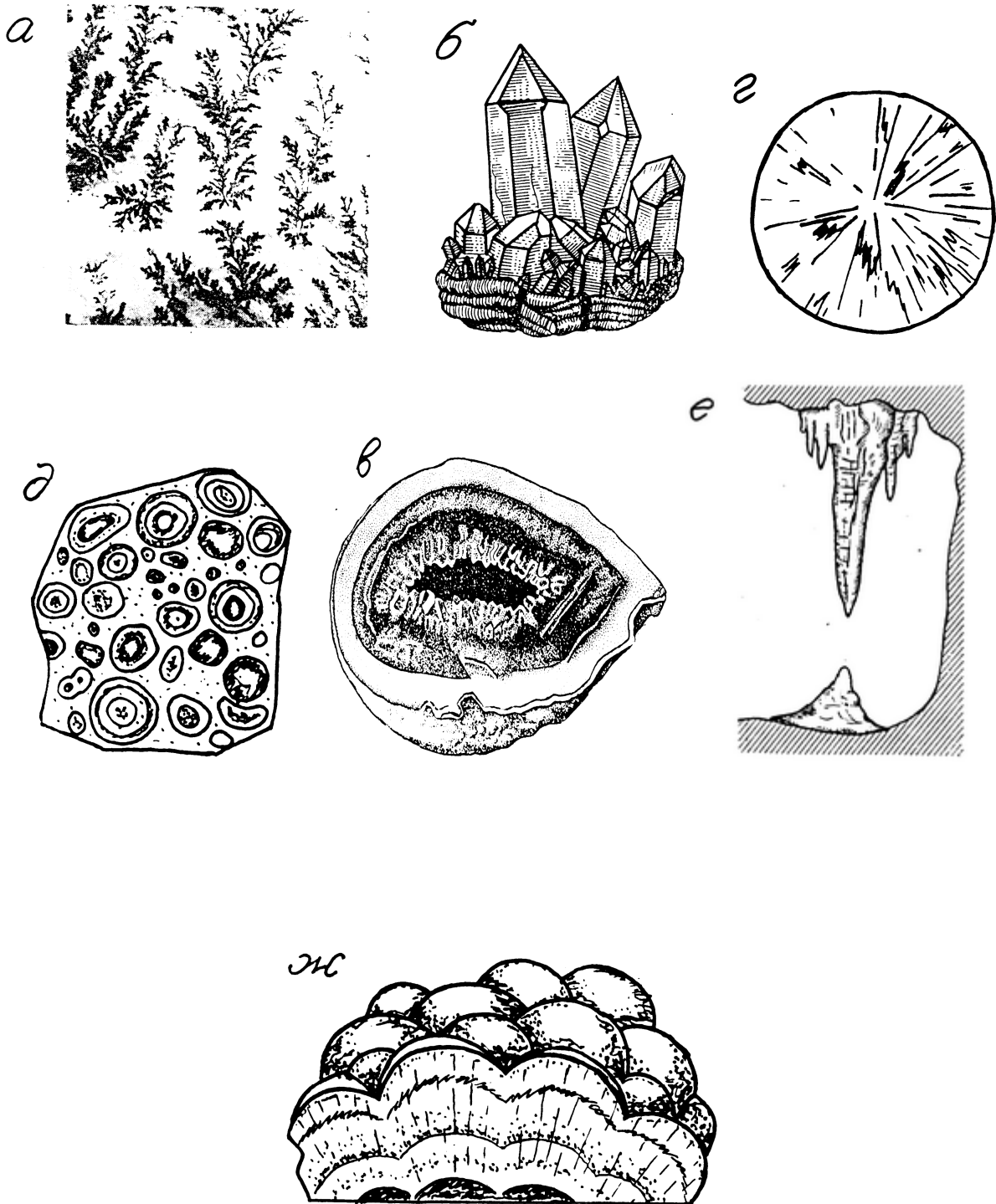


Рис. 2.5. Особые минеральные агрегаты: а – дендриты оксидов марганца в известняке; б – друза кристаллов кварца; в – жеода в разрезе, состоящая из кварца и халцедона; г – конкреция фосфорита в изломе; д – оолитовое строение боксита; е – натечные агрегаты кальцита в виде сталактита (вверху) и сталагмита (внизу); ж – натечный почковидный агрегат халцедона

времени коллоидные массы натечных форм подвергаются раскристаллизации с образованием кристаллически-зернистых агрегатов.

Иногда при этом натечные образования приобретают волокнистое строение с радиально-лучистым расположением индивидов, заметным в изломе. Натечные формы образуют опал, кальцит, малахит, лимонит, псиломелан и др.

7. Землистые агрегаты (син. – порошковатые) – это мягкие мучнистые образования, в которых отдельные минеральные зерна неразличимы невооруженным глазом. Своим видом они напоминают куски рыхлой почвы и обычно пачкают руки. В зависимости от цвета эти агрегаты называются **сажистыми** (черного цвета) или **охристыми** (коричневого и бурого цвета). Образуются в экзогенных условиях при химическом разрушении горных пород и руд. Землистые агрегаты образуют глинистые минералы, гидроксиды Fe и Mn (лимонит, псиломелан) и др.

8. Кроме того, минералы часто выделяются в виде **налетов, примазок, выцветов**, покрывающих пленкой или корочкой поверхность минералов, горных пород, почв. Они образуются в экзогенных условиях.

9. Псевдоморфозы (греч. – “ложная форма”) – это минералы, состав которых не соответствует той кристаллографической форме, которую они имеют. Они имеют точную копию формы другого минерала или органических остатков. Псевдоморфозы возникают в результате замещения одного минерала другим с сохранением внешней формы замещаемых кристаллов или при последующем заполнении пустот, образующихся при растворении существующих ранее минералов. Так образуются, например, псевдоморфозы лимонита по кубическим кристаллам пирита или псевдоморфозы опала, кальцита по обломкам дерева и др.

3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

К физическим свойствам, используемым для быстрого макроскопического, т.е. невооруженным глазом, определения минералов относятся: цвет, цвет черты, блеск, спайность, твердость, плотность, излом, прозрачность. Некоторые физические свойства, как магнитность, растворимость (в воде и кислотах), прочность,

побежалость, ощущение на ощупь, запах также используются, но более ограниченно, т.к. проявляются у небольшого количества минералов. При диагностическом значении указанных свойств они приведены в минералогических таблицах. Более точное определение минералов и их физических свойств выполняется под микроскопом, в рентгеновских лучах, термическим, люминесцентным, химическим и другими методами в специальных лабораториях.

Следует иметь в виду, что **отдельные** физические свойства могут быть одинаковыми у **различных** минералов и, наоборот, какое-либо **отдельное** свойство (например, цвет или плотность) у **одного** и того же минерала может меняться в зависимости от условий образования. Поэтому, при определении минерала необходимо установить для него **возможно большее** количество свойств, которые дадут **сочетание** (комплекс) свойств, присущее **только** данному минералу. В редких случаях, некоторые свойства бывают настолько характерны, что по **одному** из них можно сразу определить минерал (магнитность у магнетита, бурная реакция с разбавленной соляной кислотой у кальцита и некоторые другие).

Все физические свойства зависят от химического состава, кристаллической структуры и условий образования минералов.

3.1. Цвет минералов – это физическое свойство минералов, являющееся важным диагностическим признаком. Цвет (окраска) минерала зависит от длины волн тех частей падающего на минерал света, которые минералом отражаются, пропускаются или поглощаются. Бесцветные минералы отражают или пропускают все волны белого света, темные (черные) их поглощают. Зеленый минерал, например, отражает или пропускает зеленый свет и поглощает все другие компоненты белого света.

Окраска минерала может быть вызвана вхождением в его кристаллическую структуру элементов хромофор, которые своим присутствием обуславливают определенный цвет минералов. К числу хромофор относят Fe, Ti, V, Mn, Co и многие другие элементы. Минералы, содержащие двухвалентное железо, характеризуются зеленым (хлорит), темно-зеленым и черным (авгит, роговая обманка) цветом.

Окраска может быть связана с дефектами кристаллической

решетки минерала. Например, иризация в сине-желтых тонах у плагиоклазов.

Цвет некоторых минералов не зависит от их кристаллохимической природы, а вызван посторонними тонко рассеянными механическими примесями. Например, розовая окраска кальцита вызвана тончайшими вростками гематита.

Некоторые минералы обладают постоянным цветом. Это значительно облегчает их диагностику. Более того, многие минералы названы по этому признаку: хлорит – в переводе зеленый. Для многих других минералов цвет не является устойчивым признаком. Такие минералы, как кварц, кальцит, могут быть окрашены чуть ли не в любой цвет. Окраска минералов часто отражает сходство с окрасками каких-то известных предметов или веществ. Например, молочно-белый или дымчато-серый цвет кварца, соломенно-желтый пирита или травяно-зеленый эпидота.

Чтобы научиться самостоятельно улавливать характерные оттенки цвета отдельных минералов, необходимо попытаться зрительно запомнить цвета минералов эталонной коллекции.

3.2. Цвет черты – это цвет минерала в порошке. Порошок получается при растирании или царапанье твердым минералом по пластинке неглазурованного (шероховатого) фарфора или фаянса. Цвет черты может совпадать с собственным цветом минерала или отличаться от него.

Светлоокрашенные или бесцветные прозрачные и полупрозрачные минералы обладают белой (неокрашенной) чертой. Ясноокрашенные и темноокрашенные непрозрачные минералы также могут иметь неокрашенную черту или окрашенную черту, цвет которой совпадает с цветом минерала в куске. Лишь небольшая группа таких минералов обладает цветом порошка, резко отличным от цвета самого минерала. В последнем случае цвет черты является важным диагностическим признаком. Например, гематит, лимонит и магнетит в *кусках* часто имеют одинаковую черную окраску, но по *цвету черты* их можно легко отличить друг от друга – черта будет соответственно вишнево-красная, желто-бурая и черная.

Для того чтобы научиться практически использовать этот диагностический признак, возьмите черту минералов эталонной коллекции. Запомните оттенки цвета порошка, особенно тех минералов, для которых это важное диагностическое свойство,

сравните с цветом черты минералов индивидуальной задачи.

3.3. Блеск минералов является оптическим эффектом, который создается при отражении света от поверхности минерала и не связан с его окраской. Блеск зависит от показателей преломления и отражения световых лучей поверхностью вещества и от скульптуры этой поверхности. Когда поверхность представляет собой грань кристалла или идеально ровный скол зерна, отражается большая часть падающего света, интенсивность блеска высока. Если же поверхность представлена скрытозернистым агрегатом, то отраженные от такой скрытобугорчатой массы световые лучи будут рассеиваться и гасить друг друга, интенсивность блеска резко снизится (рис. 3.1). Поэтому один и тот же минерал может иметь разный характер блеска в различных агрегатах.

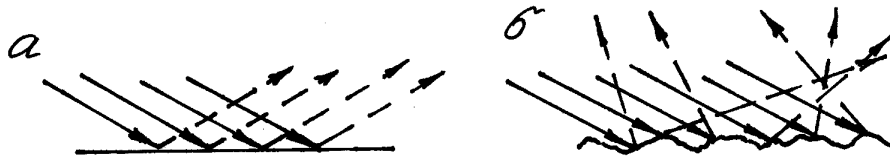


Рис. 3.1. Отражение света: а – от идеально ровного скола зерна; б – от поверхности скрытозернистого агрегата (увеличено)

По степени интенсивности различают три вида блеска.

1. **Металлический блеск** напоминает блеск свежего металла. Это самый сильный блеск. Металлический блеск имеют непрозрачные минералы (независимо от их окраски), дающие черный цвет черты (пирит и др.). Исключением по цвету черты являются самородные металлы (золото, серебро). К минералам с металлическим блеском относятся самородные металлы, многие сульфиды, оксиды.

2. **Полуметаллический блеск** или **металлоподобный** напоминает блеск потускневшей поверхности металла (гематит, графит).

3. **Неметаллический блеск** объединяет целую группу разновидностей.

Алмазный блеск – это искрящийся, самый сильный блеск среди неметаллических блесков (алмаз, сфалерит, сера на гранях кристаллов).

Стеклянный блеск соответствует блеску стекла. Это самый распространенный в природе блеск, им обладают около 70 % минералов, как светлоокрашенных, так и темноокрашенных с бесцветной чертой (силикаты, карбонаты, сульфаты, кварц на гранях кристаллов).

Жирный блеск напоминает блеск поверхности, смазанной жиром, маслом. Этот блеск характерен для минералов, у которых поверхность скола зерен имеет бугорчатый неровный характер (нефелин, кварц в изломе зерен).

Перламутровый блеск напоминает радужные переливы внутренней перламутровой поверхности ракушек. Он обусловлен отражением света от тонких пластинок или плоскостей спайности минералов (мусковит, тальк, пластинчатые зерна гипса).

Шелковистый блеск возникает при параллельно-волокнутом строении агрегата минерала и напоминает внешний вид шелковых нитей (хризотил-асбест, волокнистый гипс).

Восковый блеск напоминает внешний вид поверхности воска, парафина. Он характерен преимущественно для светлоокрашенных минералов, образующих скрытозернистые агрегаты, со скрытобугорчатой поверхностью (халцедон скрытозернистая разновидность кварца).

Матовый блеск или **тусклый** напоминает поверхность мягкой ворсовой ткани (плюша, велюра). Такой блеск характерен для тонкодисперсных (землистых) агрегатов минералов, обладающих значительной микропористостью (глинистые минералы, землистые лимонит и гематит).

Определение блеска для начинающих представляет известные трудности. Поэтому при изучении блеска рекомендуется тщательно рассмотреть минералы с различными типами блеска из эталонной коллекции, сравнить их между собой, с блеском минералов индивидуальной задачи и попытаться зрительно запомнить.

3.4. Спайность минералов – это способность **отдельного** кристалла или **отдельного** зерна минерала раскалываться или расщепляться по определенным направлениям с образованием ровных, гладких, блестящих поверхностей, называемых **плоскостями спайности**. Спайность присуща только кристаллическим веществам. Плоскости спайности ориентированы в тех направлениях, в которых наблюдаются наименьшие силы сцепления меж-

ду ионами и молекулами в кристаллической решетке минералов (рис. 3.2).

Спайность минералов различается по степени совершенства.

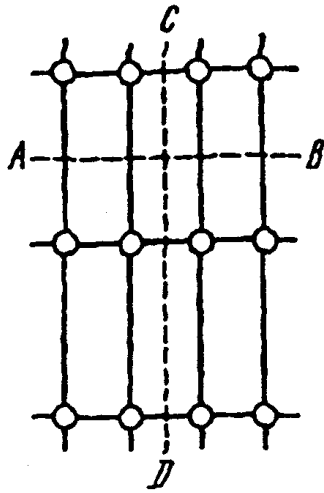


Рис. 3.2. Ориентировка плоскостей спайности. Кристалл легче расколется по направлению АВ, чем по CD

Весьма совершенная. Минерал легко расщепляется на отдельные тонкие пластинки или листочки, получить излом иначе, чем по спайности, трудно (слюды, гипс) (рис. 3.3, а; 3.4, а).

Совершенная. Минерал при слабом ударе раскалывается по определенным направлениям. Получаются выколки, похожие на кристаллы, с ровными ступенчатыми поверхностями скола (кальцит, галит, амфиболы) (рис. 3.3, б; 3.4, б, в).

Средняя (ясная). При раскалывании образуются как ровные плоскости спайности, так и неровные поверхности излома по случайным направлениям (полевые шпаты, пироксены) (рис. 3.3, в).

Несовершенная (неясная). Минерал раскалывается по произвольным направлениям с образованием неровных поверхностей излома, отдельные плоскости спайности обнаруживаются с трудом (кварц, нефелин) (рис. 3.3, г).

Весьма несовершенная. Спайность практически отсутствует. При раскалывании на изломе нельзя обнаружить ровных плоскостей (магнетит, пирит) (рис. 3.3, д).



Рис. 3.3. Поверхность скола зерен минералов с различной степенью совершенства спайности: а – весьма совершенной; б – совершенной; в – средней; г – несовершенной; д – весьма несовершенной

Определяя степень совершенства спайности, необходимо фиксировать количество *направлений*, в которых она проявляется.

Существуют минералы, обладающие спайностью в одном (слюды), в двух (амфиболы, пироксены), в трех (кальцит, галит), в четырех (флюорит) и шести (сфалерит) направлениях (рис. 3.4).

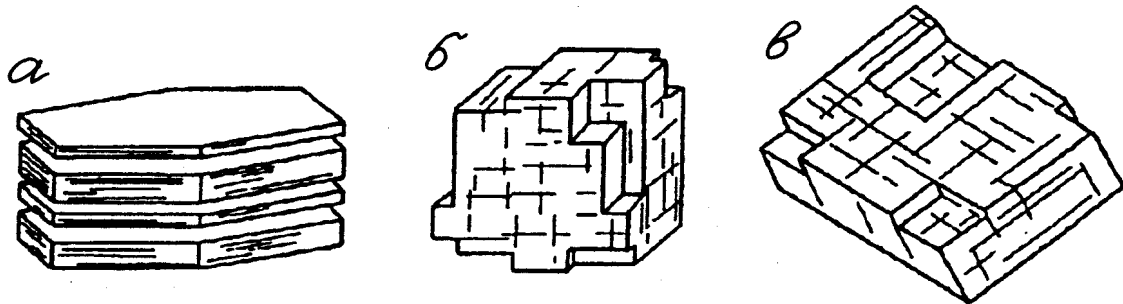


Рис. 3.4. Количество направлений спайности минералов: а – одно зерно биотита; б – три под углом 90° галита; в – три под углами 120° и 60° кальцита

Причем степень совершенства спайности в различных направлениях может быть разной. Например, у полевых шпатов два направления спайности: по одному направлению она близка к совершенной, по другому – средняя.

При наличии спайности в двух и более направлениях важным для диагностики минералов является определение *угла между плоскостями спайности*. Например, кальцит и галит имеют по три направления спайности, однако, углы между плоскостями спайности галита прямые, а у кальцита – нет. Поэтому выколки по спайности галита похожи на кубики, а кальцита – на кубики, сплюснутые по диагональной оси (рис. 3.4, б, в). По этому же признаку можно отличить очень похожие друг на друга по многим свойствам минералы из групп пироксенов и амфиболов (авгит и роговая обманка). И те, и другие имеют два пересекающихся направления спайности. Угол между плоскостями спайности авгита близок к 90° , а роговой обманки – к 120° (рис. 3.5).

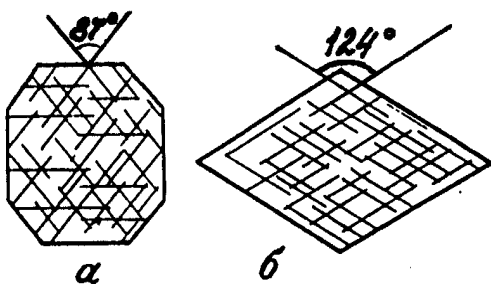


Рис. 3.5. Поперечное сечение зерен пироксенов (а) и амфиболов (б) с двумя пересекающимися под разными углами системами трещин спайности (увеличено)

Спайность – одно из самых важных диагностических свойств минералов. При самостоятельном знакомстве с этим свойством необходимо помнить, что оно характерно **одному зерну или кристаллу** минерала, а не минеральному агрегату. Сначала изучите это свойство по крупным одиночным зернам, кристаллам минералов с различной степенью совершенства спайности (биотит, полевой шпат, кальцит). Обратите внимание на количество направлений спайности и углы между ними. Затем необходимо научиться распознавать это свойство по отдельным зернам в минеральном агрегате. Очевидно, что уловить наличие или отсутствие спайности возможно, когда размер зерен **достаточно крупный** (более 0,1 мм). Определить спайность минерала в скрытозернистом агрегате макроскопически невозможно. Ясно выраженная спайность в мономинеральном агрегате устанавливается по следующим особенностям: осматривая всю поверхность агрегата, замечают, что она носит неровный характер, но отдельные элементы этой поверхности представляют собой ровные блестящие площадки, разно ориентированные в пространстве. Например, мономинеральный агрегат кальцита в мраморе. В случае несовершенной спайности ровные площадки отсутствуют. Например, в мономинеральном агрегате зерен кварца.

Горные породы и руды часто представляют собой полиминеральные агрегаты минералов с различной спайностью. Потренируйтесь в умении определять это свойство по породе гранит. Черные зерна биотита обладают весьма совершенной спайностью, светлоокрашенные в разных тонах полевые шпаты характеризуются средней спайностью, а дымчато-серый кварц отличается отсутствием спайности. Зрительно запомните разницу в характере спайности минералов.

3.5. Твердость минералов – это сопротивление механическому воздействию (царапанию, шлифованию, вдавливанию) другого более твердого тела, обусловленное в основном прочностью кристаллической структуры минералов.

При визуальной диагностике минералов используют **твёрдость царапанья**. Она определяется царапанием острием тела, твёрдость которого известна (эталоном твёрдости) по исследуемому минералу. Эталоном твёрдости в минералогии приняты десять минералов, твёрдость которых принята за условные целые

числа. Расположенные в порядке возрастания твёрдости они образуют **шкалу твёрдости Мооса** (Ф. Моос (1773–1839) – австрийский минералог, предложил шкалу в 1820 г.). В шкале твёрдости каждый предыдущий минерал царапается (чертится) последующим (табл. 1). С помощью шкалы Мооса можно определить **относительную** твёрдость минерала. Для определения твердости исследуемого минерала по его поверхности проводят (с нажимом) острым углом минерала-эталона из шкалы Мооса. Если на исследуемом минерале остается царапина, то его твёрдость меньше, чем у эталона. Если вместо царапины на поверхности исследуемого минерала остается порошок минерала-эталона, то его твёрдость больше, чем у эталона. Испытание проводится до тех пор, пока твёрдость исследуемого минерала не определится как промежуточная между предыдущим и последующим взятыми эталонами или как равная одному из них.

Таблица 1

Шкала твердости Мооса

Минерал	Относительная твёрдость по шкале Мооса	Абсолютная твёрдость, кг/мм ²	Минерал	Относительная твёрдость по шкале Мооса	Абсолютная 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

Твёрдость минерала необходимо определять на **отдельном кристаллическом индивиде минерала** (по грани кристалла, плоскости спайности или выраженному сколу минерального зерна). При определении твёрдости по агрегату минерала часто получают заниженную твёрдость. Это касается скрытозернистых и особенно землистых агрегатов, твёрдость которых оказывается на

несколько единиц шкалы Мооса меньше истинной твёрдости минерала (например, твёрдость гематита – 5,5–6, а в землистом агрегате – около 1). Для определения твёрдости землистых масс следует растереть порошок по поверхности эталона, наблюдая, покроется ли она царапинами. Необходимо также учитывать, что у минералов твёрдость *анизотропна*, т. е. может незначительно меняться в зависимости от направления царапанья.

Эталоны шкалы Мооса могут заменить некоторые легко доступные предметы: *простой карандаш* – твёрдость 1, *ноготь* – 2, *стекло* – 5, *стальная игла или нож* – 6.

В земной коре преобладают минералы твёрдостью не более 7 (2–6). Единственными минералами с твёрдостью 9 и 10 являются корунд и алмаз. Последний отсутствует в учебной шкале Мооса не только по причине своей ценности, но и потому, что нет в природе веществ, твёрдость которых имеет смысл сравнивать с этим эталоном. Минералы с твёрдостью 7–8 составляют небольшую группу (гранаты, турмалин), также малочисленны и минералы с твёрдостью менее двух. По относительной твёрдости минералы удобно разбить на три группы: **мягкие** – царапаются ногтем (гипс, тальк, глинистые минералы); **средней твёрдости** – не царапаются ногтем, но стекло оставляет на них царапину (карбонаты, сульфаты, многие слоистые силикаты); **твёрдые** – не царапаются стеклом (кварц, силикаты).

Поэтому для грубой оценки твёрдости, но достаточной при макроскопической диагностике минералов, можно пользоваться ногтем и обычным оконным стеклом. Твёрдость минерала выше 5 можно оценивать по степени легкости царапанья минералом стекла. Для этого необходимо выработать привычку царапать с одинаковым усилием. При одном и том же нажиме царапина, оставленная на стекле минералом с твёрдостью 9 будет глубже и заметнее той, которую оставил минерал с твёрдостью близкой к 5.

Будьте внимательны, если минерал в полиминеральном агрегате горной породы встречается в виде небольших по размеру зерен, царапая им по стеклу, вы рискуете не попасть на стекло испытуемым минералом. Царапайте эталоном (стеклом) по исследуемому минералу.

Определяя твёрдость некоторых минералов, не спутайте её с

хрупкостью. Слишком большое усилие, прикладываемое к эталону при царапании, может привести к тому, что зерно минерала просто раскрошится под нажимом. Например, иголки актинолита довольно твёрдые – 5,5, но хрупкие.

Необходимо помнить, что твёрдость некоторых минералов в горных породах и рудах может оказаться значительно ниже истинной. Это связано с явлением замещения их вторичными минералами, при сохранении внешней формы. Например, оливин (твёрдость 6,5–7), замещаясь серпентином, твёрдость которого 3,5, может обнаруживать твёрдость до 4.

3.6. Плотность минералов – физическое свойство, определяющееся отношением массы минерала к занимаемому объёму ($\rho = m / V$).

Плотность минералов (г/см^3) колеблется в очень широких пределах, от 0,9 до 23,0 (платинистый иридий). Однако плотность наиболее распространённых в земной коре минералов находится в пределах 2,5–3,5, что обуславливает среднюю плотность земной коры, равную 2,7–2,8.

Плотность минералов зависит от химического состава и особенностей кристаллической структуры минералов, в частности, от плотности упаковки атомов в кристаллической решетке. Влияние химического состава сказывается в следующем. Минералы, в состав которых входят легкие металлы, расположенные в верхней части таблицы Менделеева, имеют плотность 1–3,5 (исключение составляют корунд и барит). У минералов, содержащих в составе типично тяжелые металлы, плотность заметно возрастает (3,9–9). Наибольшую плотность имеют минералы самородных металлов (золото – 15–19, серебро – 10–11). Влияние типа кристаллической структуры на плотность можно показать на примере минералов углерода разной полиморфной модификации: графита ($\rho = 2,2$) и алмаза ($\rho = 3,5$).

По плотности минералы условно можно разбить на три группы (это удобно при макродиагностике минералов): легкие ($\rho < 2,5$), средние ($\rho = 2,5\text{--}4$) и тяжелые ($\rho > 4$). Тяжелые – это чаще всего рудные минералы (пирит, галенит, магнетит). Из нерудных высокой плотностью обладают барит (4,6), что является его важнейшим диагностическим свойством.

Точное определение плотности производят в лабораторных условиях. При макроскопической диагностике минерала важно уметь определить его плотность приблизительно, путем взвешивания минерала на руке, и установить его принадлежность к легкой, средней или тяжелой по плотности группе, дать оценку “легкий”, “средний”, “тяжелый”. При приблизительной оценке плотности используют либо **отдельные кристаллы**, либо **мономинеральные агрегаты** минерала. Для сравнения по плотности различных минералов используют близкие по размерам образцы. Некоторые пористые агрегаты могут демонстрировать пониженную плотность минералов в сравнении с истинной. **Определять плотность минералов слагающих полиминеральный агрегат не представляется возможным**, т.к. взвешивание образца в руке покажет его усредненную плотность, а не плотность каждого минерала в отдельности.

3.7. Прозрачность минералов – способность минералов в той или иной степени пропускать свет. По степени прозрачности различают следующие минералы. **Прозрачные** минералы (горный хрусталь) – через них ясно видны предметы, они пропускают свет подобно оконному стеклу. **Полупрозрачные** (дымчатый кварц) – видны лишь очертания предметов, они пропускают свет подобно матовому стеклу. **Просвечивающие** минералы – свет проходит лишь через тонкие пластинки (халцедон) или через тонкий край минерала (гематит). **Непрозрачные** – не пропускают световых лучей даже в очень тонких пластинках (магнетит, пирит).

3.8. Излом минералов – это форма, вид поверхности, образующейся при раскалывании минералов и минеральных агрегатов. Излом обусловлен физическими свойствами минералов и иногда является характерным диагностическим признаком.

Разновидности изломов.

Если минерал обладает совершенной или весьма совершенной спайностью – излом **ровный, пластинчатый** (при наличии спайности в одном направлении) или **ступенчатый** (при наличии спайности в двух – трех направлениях).

Если спайность несовершенная или отсутствует, то нередко возникает **раковистый** излом. Он имеет вогнутую или выпуклую поверхность, напоминающую ребра поверхности ракушки. Ино-

гда этот вид излома сравнивают с поверхностью разбитого стекла.

Самородные металлы (золото, серебро) имеют **крючковатый** излом – поверхность излома покрыта неровностями, напоминающими крючки.

Занозистый (игольчатый) излом – поверхность излома покрыта ориентированными в одном направлении занозами. Этот вид излома встречается у минералов игольчатого, волокнистого, шестоватого и длинностолбчатого строения.

Землистый излом – поверхность излома матовая, шероховатая, как бы покрытая пылью.

Зернистый излом – характерен для минеральных агрегатов.

Неправильный излом – поверхность излома в виде неопределенно выраженных поверхностей. Наблюдается, например, у нефелина.

3.9. Прочие физические свойства. Имеются в виду некоторые простые физические свойства, характерные для небольшого числа минералов, но имеющие для этих минералов важное диагностическое значение.

Магнитность характерна для минералов, содержащих железо. Для определения магнитности минералов используется магнитная стрелка компаса. Минералы, обладающие магнитностью, при поднесении их к неподвижной магнитной стрелке приводят ее в движение.

Реакция с соляной кислотой (HCl). С соляной кислотой взаимодействуют минералы из класса карбонатов. Кальцит при нанесении капли 10%-ной соляной кислоты бурно «вскипает» (выделяет пузырьки CO₂), доломит реагирует аналогично только в порошке, магнезит реагирует при действии нагретой соляной кислоты.

Побежалость это тонкая пестроокрашенная или радужная пленка, образующаяся на поверхности минералов в результате окисления. Пёстрая сине-розовая побежалость характерна для латунно-желтого халькопирита.

Гигроскопичность, т.е. способность поглощать воду. Это свойство легко обнаруживается по прилипанию к языку и влажным губам (глинистые минералы).

Растворимость в воде свойственна некоторым галоидам

(галит, сильвин).

Растворимые в воде минералы иногда обладают характерным **вкусом**. Например, соленый на вкус галит легко отличим от жгучего горько-соленого сильвина.

Есть минералы, узнаваемые по **ощущению при прикосновении**. Например, тальк жирный на ощупь.

3.10. Парагенетические ассоциации минералов

Совместное образование минералов в природе называют **парагенезисом**. **Парагенетическая ассоциация минералов** (или минеральный парагенезис минералов) – это группа минералов, закономерно образовавшаяся в ходе единого процесса, ограниченного в пространстве и во времени и протекающего в определенных физико-химических условиях. Так, в зависимости от процесса минералообразования, выделяют магматические, пегматитовые и др. минеральные парагенезисы минералов.

Знание минеральных парагенезисов существенно помогает в определении минералов. По наличию некоторых легкоузнаваемых минералов удастся предполагать, а затем и найти другие минералы, характерные для данного парагенезиса. Например, знание типичных и широко распространенных минеральных парагенезисов магматических пород позволяет легко определять их минеральный состав: узнав в светлоокрашенной породе черный листоватый биотит, рядом можно предполагать наличие кварца и полевых шпатов. Не менее важно знание и так называемых «запрещенных» парагенезисов, т.е. пар и групп минералов, которые не могут образовываться совместно. К запрещенным парагенезисам в магматических породах относят, например, пару кварц – нефелин. Наиболее типичные минеральные парагенезисы приведены в минералогических таблицах.

Составитель
Анна Анатольевна Возная

МИНЕРАЛОГИЯ
ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Методические указания к лабораторным работам
по курсу “Геология” (раздел “Минералогия”) для подготовки студентов
направления 130400 и специальностей
130402, 130403, 130404, 130405, 130406, 270112, 270115

Рецензент Л. С. Недосекина

Печатается в авторской редакции

Подписано в печать 26.06.2009 . Формат 60×84/16.

Бумага офсетная. Отпечатано на ризографе.

Уч.-изд. л. 2,0. Тираж 285 экз. Заказ

ГУ КузГТУ. 650000, Кемерово, ул. Весенняя, 28.

Типография ГУ КузГТУ. 650000, Кемерово, ул. Д. Бедного, 4 А.