**Минералогия**

**Курс лекций**

**Кристаллическое вещество и его строение**

Кристаллы - твердые тела имеющие многогранную форму, а слагающие их частицы (атомы, молекулы, ионы) расположены закономерно. Поверхность кристаллов ограничена плоскостями, которые носят название граней. Места соединения граней называются рёбрами, точки пересечения которых называются вершинами или углами. Грани, рёбра и вершины кристаллов связаны зависимостью: число граней + число вершин = число рёбер + 2. В большинстве случаев кристаллические вещества не имеют ясно огранённой формы, хотя и обладают закономерным внутренним кристаллическим строением. Установлено, что кристаллы построены из материальных частиц - ионов, атомов или молекул, геометрически правильно расположенных в пространстве.

**Свойства кристаллических веществ. Основные свойства следующие:**

Анизотропность (т.е. неравносвойственность). Анизотропными называются такие вещества, которые имеют одинаковые свойства в параллельных направлениях и неодинаковые - в непараллельных. Различные физические свойства кристаллов, такие, как теплопроводность, твердость, упругость, распространение света и др., изменяются с изменением направления. В противоположность анизотропным, изотропные тела имеют одинаковые свойства во всех направлениях.

Способность самоограняться. Этой специфической особенностью обладают только кристаллические вещества. При свободном росте кристаллы ограничиваются плоскими гранями и прямыми рёбрами, принимая многогранную форму.

Симметрия. Симметрией называется закономерная повторяемость в расположении предметов или их частей на плоскости или в пространстве. Все кристаллы являются телами симметричными

Строение кристаллической решётки. Материальные частицы (атомы, ионы, молекулы) в кристаллическом веществе размещаются не хаотично, а в определённом строгом порядке. Они расположены параллельными рядами, причём расстояния между материальными частицами этих рядов одинаковы. Эта закономерность в строении кристаллов выражается геометрически в виде пространственной решётки, являющейся как бы скелетом вещества.

Представить пространственную решётку можно как бесконечно большое число одинаковых по форме и размеру параллелепипедов, сдвинутых относительно другого и сложенных так, что они выполняют пространство без промежутков. Вершины параллелепипедов, в которых находятся атомы, ионы или молекулы, называются узлами пространственной решётки, а прямые линии, проведённые через них, - рядами. Любая плоскость, которая проходит через три узла пространственной решётки (не лежащих на одной прямой), называется плоской сеткой. Элементарный параллелепипед, в вершинах которого находятся узлы решётки, носит название ячейки данной пространственной решётки.

Таким образом, кристаллическое вещество имеет строго закономерное (ретикулярное) строение.

Физические свойства минералов, как отражение их внутреннего строения. Все важнейшие свойства кристаллических веществ являются следствием их внутреннего закономерного строения. Так, например, анизотропность кристаллов можно легко уяснить, если вести измерение каких-либо свойств в различных направлениях. Особенно чётко анизотропия выявляется в оптических свойствах кристаллов, на чём основан один из важнейших методов их изучения, применяемый в минералогии и петрографии.

Способность кристаллов самоограняться также является естественным следствием их внутреннего строения. Грани кристаллов соответствуют плоским сеткам, рёбра - рядам, а вершины углов - узлам пространственной решётки. Пространственная решётка имеет бесконечное множество плоских сеток, рядов и узлов. Но реальным граням могут соответствовать лишь те плоские сетки решётки, которые имеют наибольшую ретикулярную плотность, т.е. на которых на единицу площади будет приходиться наибольшее число составляющих её частиц (атомов, ионов). Таких плоских сеток сравнительно немного, отсюда и кристаллы имеют вполне определённое число граней.

Структура кристалла, т.е. расположение в нём отдельных частиц, является симметричной. Следовательно и сам кристалл будет обладать плоскостями и осями симметрии.

Образование и рост кристаллов. Кристаллы возникают при переходе вещества из любого агрегатного состояния в твёрдое. При этом частицы могут оказаться относительно друг друга в беспорядочном положении или может возникнуть закономерность их расположения. В первом случае мы будем иметь аморфное вещество, а во втором кристаллическое.

Кристаллы могут образовываться при переходах вещества из газообразного состояния в твёрдое, из жидкого в твёрдое и из твёрдого в твёрдое.

Образование кристаллов серы, нашатыря, борной кислоты и др. происходит при охлаждении газов в кратерах вулканов и фумаролах. Наиболее обычным примером является образование снега.

Особенно широко распространено в природе и технике образование кристаллов при переходе вещества из жидкого состояния в твёрдое. Здесь надо различать два случая образования кристаллов: из расплава и из раствора. Примером первого случая является кристаллизация магмы. Магма - огненно - жидкий силикатный расплав, содержащий различные химические соединения, в том числе и газы. При медленном остывании магмы образуется множество центров кристаллизации, кристаллы растут, мешая друг другу, и в результате образуется кристаллическая зернистая порода.

Примерами образования кристаллов из растворов могут служить образование льда и выпадение различных солей.

При переходе из твёрдого состояния в твёрдое следует отметить два случая. При одних процессах кристаллическое вещество может образовываться из аморфного. Так, с течение времени закристаллизовываются стёкла и содержащие стёкла вулканические породы. Другой процесс - перекристаллизация: структура одних веществ разрушается и образуются новые кристаллы с иной структурой. Все метаморфические породы являются в той или иной степени перекристаллизованными. Под влиянием температуры, давления и других факторов известняк переходит в мрамор. Явление перекристаллизации широко распространено в природе.

Рост кристаллов. Маленькие кристаллики обычно имеют большое число граней, но в процессе роста некоторые грани зарастают. Нормали к граням есть направления их роста, т.е. в процессе роста грани перемещаются параллельно самим себе. Не все грани растут с одинаковой скоростью. Те из них, которые растут быстрее, уменьшаются в размерах и могут исчезнуть, поэтому форма кристалла в процессе его роста изменяется.

Иногда встречаются так называемые зональные кристаллы. Зональность их может быть обусловлена перерывами в кристаллизации или какими-либо примесями и окрашивающими веществами, которые присутствовали в определённые моменты кристаллизации.

Виды симметрии. Классификация кристаллов по виду симметрии. Симметрия есть закономерная повторяемость в расположении предметов или их частей на плоскости или в пространстве. В природе симметрия проявляется в большом разнообразии и особенно характерна для кристаллов. Она является их важнейшим и специфическим свойством, отражающим закономерность внутреннего строения.

Рассмотрим элементы симметрии.

Плоскость симметрии. Это воображаемая плоскость, которая делит фигуру на две равные части так, что одна из частей является зеркальным отражением другой. Плоскость симметрии обозначается буквой Р. Если плоскостей симметрии в данном кристалле несколько, то перед обозначением плоскости ставится их число, например - 3Р, три плоскости симметрии. В кристаллах могут быть одна, две, три, четыре, пять, шесть, семь и девять плоскостей симметрии. Многие кристаллы вообще не имеют ни одной плоскости симметрии.

Центр симметрии. Центром симметрии называется такая точка внутри фигуры, при проведении через которую любая прямая встретит на равном от ней расстоянии одинаковые и обратно расположенные части фигуры. Центр симметрии обозначается буквой С (или i). Если каждая грань кристалла имеет себе равную, хотя и обратно расположенную грань, то данный кристалл обладает центром симметрии. Некоторые кристаллы могут не иметь центра симметрии.

Оси симметрии. Осью симметрии называется воображаемая прямая, при повороте вокруг которой всегда на один и тот же угол происходит совмещение равных частей фигуры. При повороте на 360° совмещение граней в разных кристаллах возможно два, три, четыре или шесть раз (т.е. при каждом повороте на 180, 120, 90 и 60°). Ось симметрии обозначается буквой L, порядок оси показывает, сколько раз при повороте на 360° произойдёт совмещение каждой из граней. Так в кристаллах возможны оси второго L2, третьего L3, четвёртого L4 и шестого L6 порядков. Оси симметрии L3, L4, L6 называются осями симметрии высшего порядка. Оси симметрии питого и выше шестого порядка в силу закономерности внутреннего строения кристаллов невозможны. Ось симметрии первого порядка L1 показывает, что для совмещения фигуры с её начальным положением нужно сделать поворот на 360°; это соответствует полному отсутствию симметрии, ибо любой предмет при повороте на 360° вокруг любого реального направления совместится с самим собой.

Инверсионные оси симметрии. Инверсионной осью симметрии (Li) называется воображаемая прямая, при повороте вокруг которой на некоторый определённый угол и отражении в центральной точке фигуры (как в центре симметрии) фигура совмещается сама с собой, т.е. инверсионная ось представляет совместное действие оси симметрии и центра симметрии. При этом нужно отметить, что на кристаллах центр симметрии может не проявляться в виде самостоятельного элемента симметрии.

В кристаллах возможны только 32 сочетания элементов симметрии (32 вида симметрии). Виды симметрии объединяются в сингонии (от греческого "син" - сходно и "гония" - угол) или системы. Всего различают семь сингоний.

Триклинная, моноклинная и ромбическая сингонии называются низшими, потому что они не имеют осей симметрии выше второго порядка (L2).

Тригональная, тетрагональная и гексагональная сингонии называются средними; они имеют одну ось симметрии высшего порядка (L3, L4 или Li4), L6 (или Li6).

Кубическая сингония имеет несколько осей симметрии высшего порядка (L3, L4 или Li4); она называется высшей сингонией.

Простые формы и их комбинации. Обзор простых форм по сингониям. Совокупность граней, которая может быть получена из исходной грани при действии всех элементов симметрии данного кристалла, называется простой формой. Следовательно, это такая фигура в кристалле, все грани которой при равномерном развитии по размеру и форме одинаковы. В кристалле могут присутствовать одна, две или несколько простых форм. Сочетание двух или нескольких простых форм называется комбинацией.

Простые формы могут замыкать и не замыкать пространства; они соответственно называются открытыми и закрытыми.

Так, например, кристалл циркона представляет собой комбинацию двух простых форм: тетрагональной призмы и тетрагональной дипирамиды. Призма является открытой формой, поскольку она не замыкает пространства, дипирамида же - закрытая форма, так как она полностью замыкает пространство, пусть даже на продолжении своих граней.

Чтобы различать на кристаллах простые формы, нужно, прежде всего, знать правило: сколько на равномерно развитом кристалле разных граней, столько будет простых форм.

Рассмотрим простые формы встречающиеся в различных сингониях.

В низших сингониях возможны следующие простые формы.

Моноэдр - простая форма, представленная одной гранью.

Пинакоид - две равные параллельные грани, которые могут быть обратно расположенными.

Диэдр - две равные пересекающиеся грани (могут пересекаться на своём продолжении).

Ромбическая призма - четыре равных попарно параллельных грани; в сечении образуют ромб.

Ромбическая пирамида - четыре равные пересекающиеся грани; в сечении также образуют ромб.

Перечисленные простые формы относятся к открытым, так как они не замыкают пространства. Присутствие в кристалле открытых простых форм, например, ромбической призмы обязательно вызывает присутствие других простых форм, например, пинакоида или ромбической дипирамиды, необходимых для того, чтобы получилась замкнутая форма.

Из закрытых простых форм низших сингоний отметим следующие.

Ромбическая дипирамида - две ромбические пирамиды, сложенные основаниями; форма имеет восемь разных граней, дающих в поперечном сечении ромб;

Ромбический тетраэдр - четыре грани, замыкающие пространство и имеющие форму косоугольных треугольников.

В средних сингониях из перечисленных выше простых форм могут присутствовать только моноэдр и пинакоид. Открытыми простыми формами средних сингоний будут призмы и пирамиды.

В соответствующих сингониях могут быть тригональные, тетрагональные и гексагональные призмы. Могут быть призмы с удвоенным числом граней: дитригональная, дитетрагональная и дигексагональная. В последнем случае все грани равны, но одинаковые углы между ними чередуются через один.

К закрытым формам относятся дипирамиды, скаленоэдры, трапецоэдры, ромбоэдр и тетрагональный тетраэдр.

Дипирамиды могут быть тригональные, тетрагональные и гексагональные или при удвоении числа граней - дитригональные, дитетрагональные и дигексагональные. Дипирамиды представляют собой две пирамиды сложенные основаниями.

Скаленоэдр - простая форма, состоящая из равных разносторонних треугольников. Скаленоэдры встречаются только в тригональной и тетрагональной сингониях.

Трапецоэдр - напоминает дипирамиду. Грани этой простой формы имеют вид четырёхугольников, а боковые рёбра не лежат в одной плоскости. Трапецоэдры возможны лишь в трёх видах симметрии, где отсутствуют плоскости симметрии.

Ромбоэдр состоит из шести граней в виде ромбов, напоминает вытянутый или сплющенный по диагонали куб. Он возможен только в тригональной и гексагональной сингониях.

Тетрагональный тетраэдр представляет собой четыре равные грани в виде равнобедренных треугольников.

В кубической сингонии имеется 15 простых форм, все они закрытые. Простые формы низших и средних сингоний в кубической сингонии не встречаются.

Куб (гексаэдр) представляет собой шесть попарно параллельных квадратных граней. Если каждую грань куба заменить четырьмя треугольными гранями, то получиться простая форма, которая называется тетрагексаэдр.

Октаэдр представляет собой совокупность восьми попарно параллельных граней. Если каждая грань октаэдра замещена тремя гранями (триоктаэдр), то по количеству сторон этих граней различают тригонтриоктаэдр, тетрагонтриоктаэдр и пентагонтриоктаэдр. При замещении грани октаэдра шестью гранями получим гексаоктаэдр, состоящий из 48 граней.

Тетраэдр кубической сингонии состоит из четырёх равносторонних треугольников, замыкающих пространство.

Если каждую грань тетраэдра заменить тремя гранями, то по аналогии с октаэдром получим тригонтритетраэдр и пентагонтритетраэдр.

Ромбододекаэдр представляет собой простую форму, состоящую из 12 граней в виде ромбов.

Пентагондодекаэдр также состоит из 12 граней, но имеющих форму неправильных пятиугольников.

Дидодекаэдр - "удвоенный" додекаэдр, каждая грань которого заменена двумя гранями; состоит из 24 граней.

Определение содержания науки минералогии и связь минералогии с другими науками о земле. Минералогия занимается изучением свойств и состава минералов, выявлением геологических условий и физико-химической обстановки образования минералов, исследованием минералов, как формы концентрации одних и рассеивания других химических элементов, вскрытием механизмов зарождения, роста и разрушения минералов, разработкой минералогических критериев поиска рудного и нерудного сырья.

Являясь наукой о природных химических соединениях кристаллической структуры, минералогия тесно связана с кристаллографией, физикой и химией.

Понятия: минерал, руда, минеральный вид. Минералами называются однородные по составу и строению кристаллические вещества, образовавшиеся в результате физико-химических процессов и являющиеся составными частями горных пород и руд. С химической точки зрения минерал - более или менее однородное тело, отвечающее определённому составу. Физически каждый минерал также характеризуется более или менее определёнными, присущему ему качествами: твёрдостью, плотностью, магнитностью, оптическими свойствами и др.

К определению понятия "минерал" нужно сделать следующие замечания.

К минералам мы условно будем относить не только явно кристаллические вещества, но также некоторые скрытокристаллические и аморфные природные вещества (халцедон, агат, опал и некоторые другие), которые исстари относятся к царству минералов. Они также твердые вещества, продукты природных процессов, составные части горных пород и руд.

К минералам следуе относить природные химически и структурно однородные образования, являющиеся составными частями других космических тел - Луны, планет, метеоритов. Так, можно говорить о минеральном составе лунных горных пород, минеральном составе каменных метеоритов и т.д. При этом интересно отметить, что некоторые минералы, известные в метеоритах, не известны на Земле (например сульфид кальция - ольдгамит CaS или фосфид железа, никеля и кобальта - шрейберзит (Fe, Ni, Co)3P).

Различные синтетические продукты, близкие по свойствам, составу и структуре к минералам, называются искуственными минералами. Таковы, например, полученные в лабораторных условиях искуственные кварц, корунд, слюда и др.

Распространение минералов в природе чрезвычайно широко. Вся земная кора, все горные породы и месторождения полезных ископаемых состоят из минералов.

Размеры минеральных индивидов могут быть от больших, масса которых несколько тонн (полевой шпат, кварц), до мельчайших зёрнышек, видимых только в микроскоп. Большинство минералов встречаются именно в виде мелких и мельчайших зёрнышек, образуя зернистую структуру магматических, осадочных и метаморфических пород.

Известно около 2200 минералов, а число их названий с разновидностями более 4000. Последнее объясняется тем, что многие минералы имеют несколько названий (синонимы). Кроме того, разновидности минералов получают самостоятельные названия благодаря отклонениям от химического состава, цвета и других свойств. Широко распространенных в природе минералов насчитывается около 450 видов, остальные встречаются редко.

Названия минералов даются по характерным физическим свойствам, по химическому составу или по месту, где они были впервые обнаружены. Многие минералы названы в честь учёных открывших или описавших их.

**Использование минералогии в геологоразведке**

Минералогия позволяет:

Определить минералы и минеральные разновидности;

Определить химический состав минералов, включая и элементы примеси, находящиеся нередко в ничтожных колличествах;

Установить кристаллическую структуру минералов;

Изучить условия образования минералов;

Изучить возможности практического использования минералов и руд.

Технологическая минералогия. Поисковая минералогия. Гемология. Экологическая(мидицинская) минералогия. Нет данных.

Координационные числа. Координационным числом данного атома в структуре минерала называется число ближайших от него соседних атомов. Так, в галите координационное число натрия - 6 ((вокруг него расположено по шесть атомов хлора), координационное число хлора также - 6 (каждый атом хлора соседствует с шестью атомами натрия).

В идеальных плотнейших упаковках координационное число зависит от соотношения размеров ее атомов: если один вид атомов слагает упаковку, то от размера других атомов зависит то, в какую пустоту (тетраэдрическую или октаэдрическую) они могут поместиться. Размеры пустот зависят от размеров атомов("шаров"), формирующих плотнейшую упаковку, а оптимальное соотношение радиусов этих атомов и радиуса атома в пустоте всегда одно и то же. Для октаэдрической координации оно равно 0.41, для тетраэдрической - 0.22. Также плотно можно разместить атом между тремя, восемью, двенадцатью соседними. Для таких структур возможны координационные числа 3, 4, 6, 8, 12.

Идеальные плотнейшие упаковки атомов возможны только в структурах минералов с ненаправленными, т.е. полностью ионными или металлическими химическими связями между атомами. В минералах с с ковалентными связями соединение атомов в кристаллическую постройку осуществляется за счет обобществления электронов на орбиталях p, d, f.В самородной сере атомы S объединены в молекулу S8, при этом электроны внешних орбиталейp (у серы их шесть) объединяются так, что у каждого атома оказывается устойчивая восьмиэлектронная внешняя оболочка. Также за счет обобществления электронов внешней орбитали p соединяются атомы углерода в структуре алмаза, благодаря этому каждый атом достраивает свою внешнюю оболочку до 8-электронной, т.е. наиболее устойчивой. Существенно, что форма орбиталей p не шаровая, а более сложная и со строго определенной ориентацией в пространстве направлений, по которому могут связаться соседние атомы. Поэтому в минералах с ковалентной связью координационное число зависит от двух факторов: а) соотношения размеров атомов; б) характера расположения в пространстве валентных орбиталей p, d, f-электронов. Максимально возможное число соседствующих атомов определяется соотношением их размеров, а реальное число может оказаться иным в зависимости от числа и положения валентных орбиталей. Допустимы разные координационные числа - 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9.

**Атомные и ионные радиусы**

 Истинные размеры атомов и ионов измерить невозможно. Для минералогии важны радиусы ионов в их реальных кристаллических постройках, но экспериментально (рентгеновскими и другими методами) определяются только межузельные расстояния пространственных решеток. Расстояние между центрами ближайших атомов кремния и кислорода в окиси кремния - кварце равно 0.161 нм. Что же касается радиусов ионов и атомов в кристаллах, то этот вопрос в разное время и разными исследователями решался по-разному, в результате чего сформировались различные системы, которые можно разбить на две группы: в первой радиусы ионов главнейших в земной коре химических элементов (Si, Fe, Ca, Mg, Na и др.) меньше радиуса иона кислорода; во второй эти соотношения обратны.

Первая система радиусов заложена работами А.Ланде. В 1920 г. он рассчитал радиусы Mg2+, S2-, Se2- на основе измерения следующих межъядерных расстояний (в нм) в некоторых селенидах и сульфидах: Mg-Se (0.273), Mg-S (0.260), Mn-S (0.259). Приняв идею о плотнейшей упаковке атомов в кристаллах ("шары" анионов и катионов касаются друг друга и сжаты плотнейшим образом), он на основе простейших расчетов дал такие значения радиусов (в нм): для S2- 0.183, для Se2- 0.193, для Mg2+ 0.076.

В 1923 г. Вазашерна, исходя из показателей преломления некоторых фторидов и оксидов и используя теоретическую зависимость радиусов молекул и ионов, с одной стороны, и показателями преломления веществ, с другой, вычислил для радиуса аниона фтора значение 0.133 нм, а для кислорода - 0.132 нм. Эти значения были положены в основу дальнейших расчетов В.М.Гольдшмидтом. Приняв идею плотнейшей упаковки ионов и катионов и последовательно расширяя круг веществ с межузельными расстояниями, В.М.Гольдшмидт создал на основе принципа аддитивности (простое суммирование радиусов) систему радиусов для ионов всех химических элементов. В ней ионы наиболее распространенных химических элементов имеют следующие радиусы (в нм): Si - 0.039, Al - 0.057, Fe (II) - 0.082, Fe (III) - 0.067, Ca - 0.106, Na - 0.098, Mg - 0.078, Ti (IV) - 0.064, они меньше ионов кислорода и только калий и кислород имеют одинаковые размеры.

Вторая, совсем иная, система радиусов заложена рентгенометрическими работами В.Брэгга. В 1920 г. на основе экспериментального определения межъядерного расстояния S-S в пирите (0.205 нм) он принял для радиуса S2- значение 0.103 нм. По измеренным расстояниям Zn-S (0.235 нм в сфалерите и Zn-O (0.197 нм) в цинките В.Брэгг получил для радиусов Zn2+ 0.132 нм и для О2- 0.065 нм.

Радиусы катиона оказались больше радиуса кислорода. В отличие от системы В.М.Гольдшмидта радиус кислорода здесь был определен на основе простейших измерений, а не косвенных расчетов Вазашерны.

Измерения и расчеты, начатые В.Брэггом продолжены не были, а всеобщую известность получила хорошо разработанная и полная система радиусов В.М.Гольдшмидта. Лишь значительно позднее были разработаны полные системы радиусов ионов, в которых выдерживается брэгговское соотношение Rk>Ro. Они предложены в разных модификациях А.Слейтером, А.С.Щукаревым, В.И.Лебедевым. По В.И.Лебедеву, например, радиус О2- составляет 0.045 нм, радиус Mg2+ - 0.160 нм. При этом предполагается, что в большинстве кристаллических веществ плотнейшую упаковку образуют катионы, а в пустотах между ними располагаются ионы кислорода и другие анионы.

Сейчас идет активная переоценка разных представлений о размерах ионов в кристаллических постройках минералов. Например, А.С.Поваренных считал, что в разных по своей природе химических соединениях атомы одного и того же элемента должны иметь различные радиусы. Размер иона Fe3+ в сульфидах составляет 0.111 нм, во фторидах - 0.086 нм, в оксидах - 0.094. Эти представления подтверждаются многими работами по электронно- и рентгенографии минералов. Так для Na, к примеру, установлены колебания радиуса от 0.109 до 0.131 нм. Представления о неодинаковых размеров ионов в разных веществах, очевидно, наиболее прогрессивны, но они еще не нашли должного развития, поэтому далее будут использоваться значения радиусов по В.М.Гольдшмидту.

Принцип плотнейшей упаковки атомов и ионов. Для объяснения природы кристаллических структур веществ в кристаллографии используется принцип плотнейшей упаковки атомов и ионов в кристаллах, согласно которого принимается, что во-первых, форма всех атомов и ионов сферическая и, во-вторых, весь объем кристалла или отдельных его структурных блоков заполнен плотно соприкасающимися атомами и ионами. На основе этого принципа удалось просто и геометрически образно охарактеризовать многие особенности кристаллического строения минералов.

Рассмотрим для начала возможные способы плотнейшей укладки шаров равного диаметра. Положим друг на друга два слоя плотно соприкасающихся шаров, обозначив нижний слой буквой А, верхний - В. Третий слой можно положить на слой В поразному. В одном случае - точно так же, как слой А, в другом - шары третьего слоя займут неповторяемую позицию С, их затем можно перекрыть четвертым слоем шаров, который повторит положение слоя А.

Упаковка первого типа характеризуется повторяемостью АВ АВ АВ ... Её называют двуслойной (а по характеру симметрии - гексагональной). Для упаковок второго типа характерна повторяемость АВС АВС АВС ... Ее называют трехслойной \*(кубической). Имеется много других порядков повторяемости слоев в плотнейшей укладке шаров, но все они будут являться комбинациями первых двух упаковок.

Плотно уложенные шары занимают лишь 74% заполняемого ими объема, а 26% приходится на пустоты между шарами. Их два типа. Одни пустоты, меньшие по размеру, располагаются между четырьмя шарами. Их называют тетраэдрическими. Другие, большие по размеру пустоты ограничены шестью шарами - октаэдрические. В бесконечной кристаллической постройке на n шаров приходится 2n тетраэдрических и n октаэдрических пустот.

Примером построения кристаллической структуры вещества почти точно по принципу плотнейшей упаковки может являться корунд Al2O3. В нем крупные ионы кислорода (радиус 0.132 нм по В.Гольдшмидту) образуют двуслойную плотнейшую упаковку, 2/3 октаэдрических пустот занято ионами Al (радиус 0.057 нм, по В.Гольдшмидту), тетраэдрические позиции свободны.

Если считать кристаллические вещества построенными по принципу идеальной плотнейшей упаковки, все многообразие структур минералов должно определяться тремя факторами:

 типом плотнейшей упаковки, размером и валентностью атомов, образующих эту упаковку;

 набором атомов, заполняющих плотнейшей упаковки;

 узором заселения пустот. Многообразие сочетаний этих факторов очевидно. Однако число минералов с идеальной плотнейшей упаковкой атомов относительно невелико. Это объясняется в первую очередь тем, что такие кристаллические постройки возможны для минералов с направленными химическими связями - металлической или ионной. Действительно, к примеру, самородные металлы (Au, Cu, Ag) имеют структуры с трехслойной (кубической) плотнейшей упаковкой, самородные иридий и цинк - с двухслойной (гексагональной) упаковкой. Напротив, кристаллическая структура самородной серы далека от плотнейшей упаковки. В сере проявлены направленные - ковалентные химические связи, при этом образуются восьмиатомные сложные по конфигурации молекулы с нулевым суммарным зарядом S80, они соединяются остаточными (вандерваальсовыми) связями в разноориентированные колонки.

Из распространенных в природе веществ плотнейшая упаковка характерна для немногих минералов - например для корунда Al2O3 и шпинели MgAl2O4. Показательно, что при малых молекулярных количествах этих веществ они обладают относительно повышенной плотностью. Довольно близки к плотнейшей упаковке структуры некоторых ортосиликатов - оливинов, гранатов и др.

Большинство же минералов имеет сложные кристаллические постройки, в них лишь строение отдельных блоков отвечает принципу плотнейшей упаковки атомов. Этот принцип - лишь модель, помогающая интерпретировать реальность.

**Изоморфизм. Типы изоморфизма**

Изоморфизм - свойство атомов (или ионов) одних веществ заменять в структуре атомы (или ионы) других. Явления изоморфизма очень широко распространены в минералах. Так, химический состав минерала вольфрамита отображается формулой (Fe, Mn) [WO4]. Он представляет собой изоморфную смесь, где атомы марганца замещают в структуре атомы железа, и наоборот, формально это может быть выражено формулой nFe[WO4] X (100-n) X Mn[WO4]. Крайние члены этого ряда носят название ферберита Fe[WO4] и гюбнерита Mn[WO4]. Минерал оливин (Mg, Fe)2[SiO4] также представляет собой изоморфную смесь, где атомы магния в структуре замещаются атомами железа. Формально это может быть выражено формулой nMg2[SiO4]X(100-n) Fe2[SiO4]. Конечные члены этого непрерывного ряда носят названия форстерита и фаялита.

Наряду с простыми случаями может происходить сложное изоморфное замещение целых комплексов в кристаллических структурах. Классическим примером такого сложного замещения являются минералы из группы полевых шпатов - плагиоклазы. Плагиоклазы представляют собой непрерывный ряд минералов, где пара Ca2+ и Al3+ замещаются на пару Na+ и Si4+(CaAl↔NaSi). Крайние члены этого ряда называются анортитом Ca[Al2Si2O8] и альбитом Na[AlSi3O8]. В соответствии с изменением состава изменяются и физические свойства плагиоклазов, например оптические свойства, плотность и др.

Таким образом, различаются два главных вида изоморфизма: более простой, когда взаимозамещаются ионы, имеющие одинаковую валентность, - он называется изовалентным изоморфизмом, и сложный, когда происходит замещение ионов разных валентностей, гетеровалентный изоморфизм.

По степени совершенства изоморфных замещений можно выделить два случая. В первом случае замещение одного элемента другим может быть в пределах до 100% - это совершенный, или полный, изоморфизм. Во втором случае замещение может быть частичным от сотых долей, до нескольких процентов - это несовершенный, или ограниченный, изоморфизм.

Многие изоморфные примеси не отражаются формулой минерала, ибо количество их невелико. Так, в цинковых обманках ZnS обычно присутствует в виде изоморфной примеси Fe, а иногда Cd и In.

Если происходит изоморфное замещение одних элементов (или комплексов) другими, то они берутся в скобки и отделяются друг от друга запятой, причём порядок написания зависит от количества этих элементов (или компонентов).

В чём же причина изоморфизма? В. М. Гольдшмит указал, что элементы могут замещать друг друга в структурах в том случае, когда радиусы ионов (или атомов) являются близкими и разница их не превышает 15%. Однако, если величины радиусов ионов близки, это ещё не предопределяет их изоморфного замещения. Понятие о ионных шарах, как несжимаемых шарах, верно лишь в первом приближении. Напряжение электрического поля, заряд и типы ионов приводят к такому взаимодействию между ними, когда правильная шарообразная форма иона искажается, происходит поляризация (деформация) электронной оболочки иона. Поэтому, кроме близости ионных радиусов, поляризационные свойства ионов тоже должны быть близкими. Если степень поляризации ионов различна, то даже при очень близких радиусах изоморфизма между ионами не будет (например, нет изоморфизма между Na+ и Cu+).

Полиморфизм. В переводе с греческого слово "полиморфизм" означает многоформность. Это явление до известной степени противоположно изоморфизму и заключается в том, что одинаковые по химическому составу вещества образуют различные структуры.

Полиморфными могут быть элементы и сложные соединения. Происхождение различных полиморфных модификаций (разновидностей) связано с различием в условиях их образования. Каждая из модификаций имеет свою структуру, а отсюда и свои специфические свойства.

Хорошим примером полиморфизма углерода являются минералы алмаз и графит. Свойства их совершенно различны: алмаз самый твёрдый из минералов, графит имеет твёрдость 1. Плотность алмаза 3.5, графита 2.2. Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии, графит в гексагональной. Причина в столь различных свойств указанных минералов объясняется их структурой, т.е. расположением атомов углерода. Связь атомов углерода в графите менее прочная, чем в алмазе, структура графита листовая, в виде плоских гексагональных сеток. Значительные расстояния между этими сетками и определяют его свойства: лёгкую расщепляемость, меньшую плотность и др.

Несколько полиморфных модификаций имеет и сера; в природных условиях устойчивой является лишь сера ромбической сингонии.

Различают два вида полиморфизма. Первый вид - энантиотропия - характеризуется обратимостью (переходом) полиморфных модификаций из одной в другую при определённых температурах и давлениях. Примером энантиотропии могут служить переходы кварца в высокотемпературную разновидность Sio2 - тридимит, а также переходы алмаза в графит. Второй вид - монотропия - одна полиморфная модификация (нестабильная) может переходить в другую (стабильную), но обратный переход невозможен. Примером монотропии является переход марказита в пирит.

Химический состав и формулы минералов. Для выяснения химического состава минерала производят его химический анализ. В результате пересчёта данных анализа определяют химическую формулу минерала. Формулы могут быть эмпирическими, показывающими только химический состав, и структурными, дающими представление о пространственном расположении атомов в минерале и их связь между собой.

Для некоторых минералов структурные формулы ещё не установлены. Но благодаря рентгеновским методам исследования во многих случаях удалось определить взаимоотношения атомов в кристаллических структурах минералов. Этими вопросами связи химизма со строением вещества и его свойствами занимается кристаллохимия.

В минералах важно выявить катионы и анионные комплексы, характеризующие типы кристаллических структур. При написании формул минералов анионные комплексы отделяют от катионов квадратными скобками, например, сидерит Fe[CO3].

Следует иметь в виду, что эмпирические формулы минералов не отображают особенностей их внутреннего строения и в минералогии они в настоящее время заменены структурными формулами. Так, эмпирическая формула минерала мусковита H2KAl3Si3O12, а структурная KAl2[AlSi3O10](OH, F)2. Последняя показывает, что в структуре мусковита имеется сложный анионный комплекс и что вода в мусковите находится не в виде H2O, а в виде гидроксила (OH)-, причём этот гидроксил может быть в свою очередь замещён F-.

В минералогии нередко различают безводные и водные минералы(сульфаты, фосфаты, карбонаты и др.). К водным относятся те минералы, которые имеют в своём составе электрически нейтральные молекулы воды. Вода в составе минералов может быть связанной и свободной. Связанная, или кристаллизационная, вода входит в кристаллическую решётку минералов, занимая в ней определённые места. Примерами могут быть некоторые карбонаты и сульфаты, например гипс. Свободная вода не участвует в строении кристаллической решётки минералов, количество её может быть различным в зависимости, например, от температуры. Примерами свободной воды является вода цеолитов. И, конечно, вся гигроскопическая вода, удерживающаяся в микроскопических трещинах минералов и пород силами поверхностного натяжения, также является свободной и удаляется при нагревании до 110°С.

Гидроксилсодержащие минералы в строгом смысле не могут быть названы водными. Между электрически нейтральной молекулой воды H2O и отрицательно заряженным ионом гидроксила (HO)- существует принципиальная разница. Гидроксил (HO)- может замещать в минералах такие ионы как Cl- и Fe-, он прочно удерживается в кристаллических решётках, этими свойствами молекулы воды не обладают.

**Морфология минералов и агрегатов. Двойниковые сростки кристаллов.**

Для некоторых минералов характерно образование не только одиночных кристаллов, но и их двойниковых сростков - двойников. Это полевые шпаты, рутил, касситерит, арагонит, киноварь и многие другие минералы.

В настоящих, не случайных, сростках, индивиды срастаются по одинаковым плоским сеткам их пространственных решеток. Геометрически индивиды в двойнике можно мысленно совместить друг с другом либо отражением в плоскости симметрии либо поворотом вокруг оси L2. Двойники могут состоять из пары кристаллов (простые) или из многократно повторяющихся индивидов. Характерной особенностью огранки двойников являются входящие углы между гранями; на одиночных идеально развитых кристаллах таких углов не бывает.

Следует различать двойники срастания и двойники прорастания. В первых индивиды разграничены по плоскости, они как бы соприкасаются друг с другом. Во вторых кристаллы как бы обрастают друг друга либо насквозь проникают один в другой, соприкасаясь по сложной извилистой (ступенчатой) поверхности.

Двойники образуются по разным причинам. В растворе, когда кристаллы находятся еще в зародышевом состоянии и под действием тех или иных сил разворачиваются относительно друг друга. При переходе одной полиморфной модификации в другую. При механических воздействиях на растущие кристаллы.

Ложные кристаллы - псевдоморфозы. Псевдоморфоза - это кристалл или зерно минерала, замещенного без изменения его формы другим минералом или смесью минералов, отсюда и название фальшивая (псевдо) форма (морфа). У этих образований сохраняются часто даже мельчайшие детали поверхности первоначальных кристаллов и зерен.

По псевдоморфозам можно судить о химических реакциях минералообразования, так как виден одновременно и исходный минерал (зерно) и конечный продукт преобразования. Кристаллы пирита в поверхностных условиях замещаются лимонитом - плотной коричневой порошковатой массой, смесью различных гидроксидов Fe3+. Кристаллы калиевого полевого шпата замещаются порошковатым агрегатом каолина. Еще один способ образования псевдоморфоз - полиморфные превращения веществ при изменении температуры и давления, они называются параморфозы.

Например, параморфозы альфа-кварца по бета-кварцу (t превращения 575 С при

10\*5 Па, или 100 кПа).

Процесс псевдоморфного замещения минералов может происходить как цепь последовательных химических реакций. Лимонит (смесь гидроксидов Fe3+) по кальциту (карбонат кальция): промежуточной стадией было, видимо, замещение кальцита сидеритом или доломитом (железосодержащие карбонаты) по "цепи" CaCO3->FeCO3->гидроксиды Fe.

Бывают также пустотелые псевдоморфозы - отпечатки в горной массе кристаллов растворившихся минералов, место которых осталось незанятым.

Некоторые агрегаты кристаллов. Зернистые агрегаты - сплошные массы произвольно сросшихся зерен одного или нескольких минералов. Каждое зерно - неогранившийся кристалл, выросший в стесненных условиях.

Друзы (щетки) - группы кристаллов, наросших перпендикулярно или почти перпендикулярно к поверхности трещин, стенки жилы или полости в горной породе. Важнейшее явление - геометрический отбор. Сначала нарастают одиночные разноориентированные кристаллы, разрастаясь они соприкасаются друг с другом, упираются друг в друга, сами себе мешают расти. Продолжают расти только те кристаллы, вектор роста которых ориентирован в сторону свободного пространства, т.е. по нормали к поверхности трещины. Секреции образуются, когда какая-либо полость в горной породе заполняется минеральным веществом. Часто в центре секреций располагаются друзы. Чаще всего- секреции халцедона с друзами кварца внутри, приуроченные к миндалинам в базальте.

Конкреции - шаровидные, иногда сплюснутые, неправильно округленные агрегаты радиально-лучистого строения. В их центре нередко находится зерно, которое служило затравкой при росте конкреции. Чаще всего они образуются в пористых осадочных породах - песках и глинах. (Конкреции кальцита, пирита и фосфоритов). Размеры от миллиметра до десятков сантиметров.

Параллельно-шестоватые и волокнистые агрегаты обычно образуются в трещинах. Это - жилки шелковистого гипса, серпентин-асбеста, шестоватого кальцита. В одних случаях эти агрегаты кристаллизуются в открытых трещинах: сначала на стенках по принципу геометрического отбора нарастают друзы; разрастаясь навстречу друг другу они смыкаются и образуют параллельно-шестоватые или волокнистые агрегаты. В других - такие агрегаты формируются в постепенно приоткрывающихся трещинах, когда скорость приоткрывания меньше или равна скорости роста индивидов. Сначала трещина заполняется зернистым агрегатом минерала в виде сплошной тонкой жилки. Затем, по мере открывания зерна, упираясь друг в друга, могут расти только вслед за раздвигающимися стенками трещины. Они постепенно вытягиваются нормально стенкам, формируя параллельно-шестоватый или волокнистый агрегат. В иных случаях (параллельно-шестоватые (чаще волокнистые) агрегаты образуются при разрастании их от волосных трещин в обе стороны, рост идет по по принципу образования агрегатов первого и второго рода.

Оолиты (бобовины или горошины) образуются в тех случаях, когда минерал кристаллизуется из раствора на каком-нибудь зернышке, как бы прикрывая его скорлупками, налегающими друг на друга. Они имеют концентрически-скорлуповатое строение, обязанное ритмичной смене минералообразования. Наиболее часто оолиты формируются в горячих источниках, в придонных озерных и морских илах.

Они характерны для некоторых разновидностей бокситов, марганцевых и железных руд. Размеры оолитов - от миллиметров до нескольких сантиметров.

Сферолиты и почковидные агрегаты названы так по своей морфологии. Сферолиты очень часто имеют почти идеально-шаровидную форму и размер от долей до 1-2 см и более. Они как шарики нарастают на другие минералы и и на стенки разных пустот в рудах и горных породах. Сферолиты образуются либо как результат расщепленного роста кристаллов, либо в них, как в конкреции, есть ядрышко-зерно (или зернистая масса), на которое нарастает минерал. Вследствие геометрического отбора или стесненных условий кристаллы могут разрастаться, только расходясь лучами от центра сферолита.

Почковидные агрегаты состоят из множества соприкасающихся "почек", каждая из которых имеет, подобно сферолиту, радиально-лучистое строение, правда оно не всегда заметно невооруженным глазом. Особенно типичное строение имеют почковидные агрегаты гётита HFeO2 Х H2O и малахита Cu2(CO3)(OH)2. Их образование происходило на неровной поверхности за счет группового роста и геометрического отбора сферолитов; оставались и разрастались только те сферолиты, котрые находились на выпуклостях субстрата. В некоторых почковидных агрегатах заметно не только радиально-лучистое, но и концентрически-зональное строение, как отражение смены условий при росте агрегата. Наиболее часто почковидные агрегаты образуются в различных пустотах в приповерхностных зонах разрушения и выветривания руд и горных пород.

Физические свойства минералов. Физические свойства минералов имеют большое практическое значение (радиоактивность, люминисценция, магнитность, твёрдость, оптические свойства и др.) и очень важны для их диагностики. Они зависят от химического состава и типа кристаллической структуры. Например, радиоактивные свойства минералов зависят от химического состава - наличие радиоактивных элементов, спайность минералов зависит от особенностей их кристаллической структуры, плотность - от химического состава и от типа кристаллической структуры. Физические свойства могут представлять скалярную велечину (независимы от направления), например плотность, или быть векторными (зависящими от направления), например твёрдость, спайность, оптические свойства.

Плотность. Плотности минералов (в г/см3) колеблются от велечин, примерно равных единицы, до 23.0 (платинистый иридий). Подавляющая масса минералов имеет плотность от 2.5 до 3.5, что обуславливает плотность земной коры, равную приерно 2.7-2.8.

Минералы по плотности условно можно разделить на три группы: лёгкие (плотность до 3.0), средние (плотность от 3.0 до 4) и тяжёлые (плотность более 4).

Некоторые минералы легко узнаются по большой плотности (барит4.6, церуссит 6.5). Как правило, миниралы, содержащие тяжёлые металлы, имеют большую плотность. Наибольшую плотность имеют самородные элементы - золото, серебро, минералы группы платины. В кристаллах одного и того же состава плотность определяется характером упаковки атомов в еденичной структурной ячейке.

Для минералов, представляющих изоморфные ряды, увелечение (или уменьшение) плотности пропорционально изменеию химического состава.

Механические свойства минералов обнаруживают при механическом действии на них: при сжатии, растяжении и ударе. Так же, как и оптические свойства, они различны в разных направлениях и связаны с анизртропией кристаллов. К числу важнейших механических свойств относят спайность и твёрдость.

Спайность - способность кристаллов раскалываться по определённым кристаллографическим плоскостям с образованием блестящих поверхностей. Спайность может проявлятся в одном, двух, трёх, четырёх и шести кристаллографических направлениях.

Почему в одних направлениях кристаллы раскалываются по спайности, а в других нет? Причина спайности заключается в силе сцепления между частицами кристалла, а последняя зависит от расстояния между частицами и от велечины ионных зарядов, взаимодействующих между собой. Плоскости спайности должны быть параллельны плоским сеткам пространственной решётки с наибольшими межплоскостными расстояниями.

Для оценки спайности существует следующая шкала:

Спайность весьма совершенная - кристалл колется на тончайшие пластинки с зеркальной поверхностью (слюда, гипс).

Спайность совершенная - кристалл в любом месте колется по определённым направлениям, образуя ровные поверхности; неправильный излом получается крайне редко (кальцит, галит, галенит).

Спайность средняя - при расколе образуются как ровные спайные поверхности, так и неровные поверхности излома (полевые шпаты, роговая обманка).

Спайность несовершенная - ровные спайные поверхности редки, при изломе большей частью образуется неправильный излом (берил, апатит).

Спайность весьма несовершенная - практически нет спайности, кристаллы имеют неровные поверхности излома при расколе (кварц, касситерит).

В различных направлениях спайность кристалла может быть одинаковой или разной по степени совершенства.

Твёрдость. Под твёрдостью кристалла понимается его сопротивление механическому воздействию более прочного тела.

Существует несколько методов определения твёрдости. В минералогической практике принята шкала Мооса. Необходимо отметить относительность шкалы: если тальк имеет твёрдость 1, а гипс твёрдость 2, то это не означает, что гипс в 2 раза твёрже талька. Тоже самое можно сказать и относительно других минералах-эталонах. Твёрдость их условна, и при определении другими методами получены другие значения.

Так же, как и спайность, твёрдость кристаллов обнаруживает анизотропию. Кристаллы алмаза имеют наибольшую спайность на гранях октаэдра, меньшую на гранях ромбододекаэдра, ещё меньшую на гранях куба.

**Оптические свойства**

В естественном свете колебания электрического и магнитного векторов совершаются в каждый момент в различных направлениях, всегда перпендикулярных к направлению распространения световой волны (т.е. перпендикулярно к световому лучу).Такой свет носит название неполяризованного, или простого.

При прохождении через оптически анизотропную среду свет становится поляризованным. Колебания поляризованного света проходят лишь в одной плоскости, проходящей через направление движения световой волны.

Поляризация света происходит при прохождении через все кристаллы, за исключением кристаллов кубической сингонии; последние в оптическом отношении изотропны. Естественный свет, поступающий в кристалл, распадается на две световые волны, распространяющиеся с различными скоростями. Обе волны становятся поляризованными, причём плоскости их колебаний взаимно перпендикулярны. Это явление называется двупреломлением, или двойным светопреломлением. Двупреломление было открыто Бартолином в 1669 г. и в дальнейшем было изучено Х. Гюйгенсом.

В кристаллах тригональной, тетрагональной и гексагональной сингоний имеется только одно направление, по которому не происходит двойного светопреломления. Это направление называется оптической осью, оно совпадает с осью симметрии высшего порядка. Поэтому кристаллы средних сингоний называются оптически одноосными. В кристаллах триклинной, моноклинной и ромбической сингоний имеются два направления, по которым не происходит двойного светопреломления; они в оптическом отношении двуосны.

В кристаллах средних сингоний скорость распространения световых волн различна. Световая волна, распространяющаяся с одинаковой скоростью во всех направлениях, называется обыкновенной, а распространяющаяся в различных направлениях с различной скоростью - необыкновенной. Поверхностью первой световой волны является шар, а второй - эллипсоид вращения.

Цвет. Минералы могут иметь самые различные цвета и оттенки. Цвет минералов зависит от их внутренней структуры, от механических примесей и главным образом от присутствия элементов-хромофоров, т.е. носителей окраски. Известны многие элементы-хромофоры, таковы Cr, V, Ti, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, U, Mo и некоторые другие. Эти элементы могут быть в минерале главными, или могут быть в виде примесей.

Побежалость - пёстрая или радужная окраска приповерхностного слоя. Она объясняется появлением тонких поверхностных плёнок за счёт изменения, например окисления, минералов.

Цвет черты. Минералы, твёрдость которых невелика, оставляют черту на неглазурованной фарфоровой пластинке. Цвет черты, или цвет минерала в порошке может отличатся от цвета самого минерала.

Блеск. Различают минералы с металлическим и неметаллическим блеском. Металлический блеск имеют те минералы (не зависимо от их окраски), которые дают чёрную черту. Неметаллический блеск характерен для минералов, дающих цветную или белую черту. Исключением являются только самородные элементы.

Магнитность. Это свойство характерно для немногих минералов. Наиболее сильными магнитными свойствами обладает магнетит. Минералы обладающие сильным полярным магнетизмом, называются ферромагнитными.

Существуют ещё: люминесценция, пироэлектричество, радиоактивность и др.

Эндогенные процессы минералообразования. Эндогенные процессы всегда так или иначе связаны с деятельностью магмы. Среди них выделяют:

Магматические процессы. К собственно магматическим процессам минералообразования относятся те, при которых минералы образуются непосредственно при кристаллизации магмы. Именно так возникли все минералы, слагающие магматические горные породы.

Как известно из курса общей геологии, магматические горные породы делятся на две большие группы: интрузивные, закристаллизовавшиеся на глубине, и эффузивные, образовавшиеся вблизи или на поверхности земли. Магматические процессы минералообразования могут быть связаны и с интрузиями и с эффузиями

Пегматитовый процесс. При кристаллизации гранитной магмы, образуется остаточный силикатный расплав, богатый соединениями редких и редкоземельных элементов и летучими веществами - минерализаторами. Этот силикатный расплав внедряется во вмещающие породы, заполняет в них трещины и полости и, кристаллизуясь, образует жильные крупнокристаллические тела - пегматиты.

Пегматиты богаты различными минералами. Кроме главных породообразующих минералов - микроклина, плагиоклазов и биотита - часто встречаются турмалины, для некоторых пегматитов характерны берилл, сподумен и многие другие.

Пегматитовые жилы могут достигать нескольких километров в длину и нескольких десятков метров мощности. Минералы пегматитов также достигают больших размеров.

Пегматиты часто имеют зональное строение, причём разные минералы приурочены к разным зонам.

**Пневматолитовый процесс**

Пневматолиз - процесс образования минералов из газовой фазы. На некоторых этапах кристаллизации магмы возможно отделение газов. По мере движения вверх по трещинам эти газы охлаждаются, реагируют друг с другом и с вмещающими породами, в результате чего образуются минералы. Пневматолиты (продукты пневматолиза) делятся на вулканические и глубинные.

Вулканические пневматолиты образуются в вулканических областях за счёт газов, отделяющихся от магмы вблизи или на поверхности земли. Вулканические газы в огромных количествах уходят в атмосферу через жерла вулканов, фумаролы и трещины.

В процессе возгона газа в трещинах лавовых покровов и кратерах вулканов происходит образование минералов. Преимущественно это хлориды и сульфаты - минералы, легко растворимые и поэтому не наблюдаемые в больших количествах. Обычно все минералы, образующиеся при вулканической деятельности, имеют вид налётов, мелкокристаллических корочек или землистых агрегатов.

К вулканическим возгонам, связанным с базальтовой магмой, можно отнести скопления сульфидов на дне Восточно-Тихоокеанского поднятия (на глубине около 2.5 км). В зоне спрединга обнаружены активно действующие вулканические жерла, извергающие твёрдые частицы и флюиды с температурой 350-400°С. На "жерловых площадях" образуются сульфидные холмы высотой до 10 м.

Скопления сульфидов по всей вероятности образованны благодаря редукции сульфата океанской воды во время её циркуляции, а также благодаря мобилизации вещества из базальтов.

Глубинные пневматолиты образуются в том случае, когда газы отделяются от магматического очага в недрах земной коры. Они просачиваются сквозь горные породы, реагируют с ними, преобразуя их химический и минеральный состав. Степень химических преобразований пород под действием газов зависит от их химической активности, состава пород, тектонического строения и длительности процесса.

**Гидротермальный процесс**

Гидротермы - горячие водные растворы, отделяющиеся от магмы или образующиеся в результате сжижения газов.

Причина движения гидротерм - разность давлений. Когда внутренне давление растворов больше внешнего, растворы движутся в сторону наименьшего давления, обычно вверх, к поверхности земли. При своём движении они используют различные тектонические нарушения, трещины, зоны контактов. По мере удаления растворов от магматического очага температура их падает. В результате падения температуры и реакций с вмещающими породами гидротермы отлагают свой груз в виде минералов. Выделение минералов из водных растворов и представляет собой сущность гидротермального процесса.

Поскольку гидротермы обычно движутся по трещинам, форма большинства гидротермальных минеральных тел жильная. Главнейшим жильным минералом является кварц.

Экзогенные процессы минералообразования. В поверхностной зоне земной коры происходит мощный процесс разрушения минералов и горных пород. Совокупность явлений химического и физического разрушения носит общее название выветривания.

Процессы выветривания. Процессы выветривания приводят к механическому разрушению и химическому разложению пород и минералов.

Агентами выветривания являются вода и ветер, колебания температуры вблизи поверхности, кислород и углекислота воздуха, жизнедеятельность организмов. Интенсивность выветривания также зависит от климата, рельефа местности, химического состава пород и минералов.

В результате физического выветривания происходит механическое разрушение пород и минералов - их дезинтеграция. Обломочный материал либо остаётся на месте, либо переносится водными потоками. Новых минералов при этом не образуется, но в результате механического разрушения, переноса и отложения образуются россыпи - важный источник многих ценных минералов.

При химическом выветривании происходит химическое разложение минералов и образуются новые минералы, устойчивые в поверхностных условиях.

Большое значение имеют процессы выветривания в рудных месторождениях. Во вскрытых эрозией рудных жилах первичные рудные минералы, в особенности сульфиды, легко разрушаются и переходят во вторичные, окисленные минералы - сульфаты, окислы, карбонаты и другие соединения.

В результате образуются зоны окисления сульфидных месторождений, или зоны "железной шляпы".

Главным минералом зоны окисления является лимонит.

Ниже уровня грунтовых вод следует зона цементации, или вторичного сульфидного обогащения, за которой находятся первичные не окисленные руды. В зоне цементации воды содержат сероводород и серную кислоту; в них отсутствует свободный кислород. Сульфаты металлов реагируют с первичными рудами, в результате чего образуются вторичные руды.

Осадочный процесс. Разрушенные в результате выветривания огромные массы горных пород и минералов перемещаются текучими водами. При этом происходит сортировка материала и его отложение. Так образуются механические остатки, имеющие очень широкое распространение.

Химическое осаждение минералов может происходить как из истинных так и из коллоидных растворов. Из пересыщенных растворов вещества выпадали в осадок. Таково происхождение различных солей: гипса, галита, карналлита и др. Это - химические остатки.

Большую роль в разрушении минералов и горных пород и в их новообразовании играют живые организмы, главным образом различные бактерии. Поэтому можно выделить биогенный или точнее биохимический процесс. Установлено участие организмов в образовании фосфоритов, самородной серы, руд железа и марганца. Минералы, образовавшиеся при участии организмов предложили называть биолитами. К биолитам можно отнести и породы, например, карбонатные (известняки, мел), которые образовались в результате скопления организмов с известковым скелетом, а также каменный уголь, торф и др.

Метаморфические горные породы. Осадочные горные породы благодаря движениям земной коры могут попасть в более глубокие зоны литосферы, где существуют иные термодинамические условия, чем на поверхности. При этом они будут испытывать изменения - метаморфизм, главными факторами которого являются температура и давление. Механизм метаморфических процессов заключается в обезвоживании, перекристаллизации и метасоматических явлениях. Так, известняк, подвергаясь метаморфизму, переходит в кристаллическую зернистую породу - мрамор, песчаник - в кварцит. Метаморфизму могут подвергаться не только осадочные, но и магматические породы.

Выделяют контактовый, дислокационный и региональный метаморфизм.

Контактовый метаморфизм проявляется на контакте двух пород, обычно магматической и осадочной. Если магматический расплав, имеющий температуру около 1000° и богатый различными газами, под большим давлением внедряется в вышележащие породы, то, естественно, последние должны с ним реагировать, особенно, если это химически активные породы, такие, например, как известняки.

Дислокационный метаморфизм обычно выражается в дроблении и перетирании горных пород и в образовании тектонических брекчий.

Региональный метаморфизм протекает на больших глубинах и захватывает огромные площади. При региональном метаморфизме, например в результате перекристаллизации при одностороннем давлении, могут образовываться минералы, которые в других условиях не возникают.

С региональным метаморфизмом связывают также образование так называемых сухих трещин. Эти жильные тела, развитые в метаморфических породах, образуются благодаря тектоническим напряжениям в местах разрыва.

Типоморфные признаки, генерации и парагенезис минералов. Признаки по которым с известным приближением можно установить состав, температуру образования или происхождение минералов, носят названия типоморфных.

Минералы образуются в природе при определённых физико-химических условиях среды. Изменение этих условий, например состава среды, приводит до известной степени к изменеию состава минералов, что отражается на их цвете.

Минералы, обладающие типоморфными признаками, называются типоморфными минералами.

Каждый минерал образуется в определённом температурном интервале. Иногда этот интервал составляет сотни градусов, в других случаях температура образования более или менее определена. Это позволяет условно градуировать процессы минералообразования. Так, например, низкотемпературный кварц образуется при температуре ниже 575°С. Следовательно, и другие минералы, образовавшиеся одновременно с ним или после него, также имеют температуру образования ниже 575°С.

По взаимоотношениям минералов между собой, т.е. по пересечению одних минералов другими, в ряде случаев удаётся установить порядок их выделения. Нередко один и тот же минерал выделяется несколько раз в процессе минералообразования, т.е. имеет несколько генераций.

Минералы различных генераций нередко отличаются друг от друга по химическому составу и внешним признакам - цвету, величине зерна, огранке и т. д. Так, кварц более ранних генераций часто имеет серый цвет, а более поздних - белый.

Парагенезис - совместное образование минералов в природных процессах. Парагенетические ассоциации минералов - это группы минералов, образовавшиеся благодаря одному и тому же процессу.

**Классификация минералов**

Классифицировать минералы можно по ряду признаков. Можно выделять минералы по ведущему или характерному элементу, рассматривая, например, минералы, содержащие медь, свинец и т.д. Существуют генетические классификации, в которых выделяют минералы по их происхождению, например, минералы магматические, пегматитовые, скарновые и т.д. Все эти классификации не удовлетворительны по ряду причин, но могут быть использованы как дополнительный справочный материал.

Наиболее распространённой является химическая классификация минералов. В основу выделения групп в этой классификации положен химический принцип. Классифицировать минералы нужно по химическому принципу (по типам химических соединений, по характеру химической связи) с обязательным учётом структурных особенностей минералов.

Прежде всего в царстве минералов можно различать элементарные вещества и соединения. Среди элементарных веществ мы рассмотрим один класс минералов, встречающихся в виде свободных элементов, - самородные элементы.

Среди соединений по химическому признаку (ведущим анионам) выделяются следующие типы.

I тип. Сернистые соединения или сульфиды. Это соединения металлов с серой или аналогами серы - мышьяком, сурьмой, теллуром, селеном.

II тип. Галоидные соединения или галогениды. Относящиеся сюда минералы представляют собой соединения с галогенами - фтором, хлором и гораздо реже бромом и йодом.

III тип. Кислородные соединения, среди которых можно выделить оксиды - соединения металлов с кислородом и кислородные соли (оксосоли) - соединения металлов с комплексными кислородными анионами. Последние чрезвычайно широко распространены в природе, они являются главнейшими минералами, слагающими земную кору.

Самородные элементы. В самородном состоянии в природе известны около 40 химических элементов, но большинство из них встречается очень редко.

Нахождение элементов в самородном виде связано со строением их атомов, имеющих устойчивые электронные оболочки. Химически инертные в природных условиях элементы называются благородными; самородное состояние для них является наиболее характерным. К ним относятся золото Au, серебро Ag, платина Pt и элементы группы платины. Очень часто в самородном состоянии встречаются углерод С, сера S и медь Cu.

Реже встречаются так называемые полуметаллы: мышьяк As, сурьма Sb, висмут Bi. Такие минералы как железо Fe, свинец Pb, олово Sn, ртуть Hg, встречаются как самородные крайне редко и нахождение их представляет лишь научный интерес. Некоторые элементы (хром, алюминий) вообще не встречаются в самородном виде.

Сульфиды. Сернистых и аналогичных им минералов насчитывают более 200 видов, но общее содержание их в земной коре невелико и не превышает 0.15%.

С химической точки зрения они являются в основном производными сероводорода H2S. В некоторых редких минералах место серы занимают Se и Te. По аналогии с сульфидами также выделяют арсениды и антимониды. Во всех этих соединениях широко развиты изоморфные замещения одних элементов другими.

Наибольшее распространение имеют дисульфиды и сульфиды железа, на долю которых приходится около 4/5 всех сульфидов. Обычными сульфидами являются сульфиды меди, свинца, цинка, серебра, сурьмы и т.д. В виде изоморфных примесей в состав сульфидов входит целый ряд редких и рассеянных элементов, не образующих самостоятельных минералов.

Сульфиды за небольшим исключениями имеют металлический блеск, большую плотность и невысокую твёрдость. Встречаются они в виде кристаллов, друз, чаще - в виде сплошных зернистых масс и вкрапленников.

Происхождение сульфидов главным образом гидротермальное, а также магматическое, скарновое и для некоторых экзогенных - осадочное.

При окислении сульфиды разлагаются и легко переходят в различные вторичные минералы: карбонаты, сульфаты, окислы и силикаты, устойчивые в поверхностных условиях.

Сульфиды имеют большое практическое значение - это важнейшие руды свинца, цинка, меди, серебра, никеля и других металлов.

По структурному принципу среди сульфидов можно выделить сульфиды координационной, цепочечной, слоистой и других структур. Так, например, сульфиды можно классифицировать, выделяя структурные мотивы: координационный, островной, цепочечный, слоистый.

Окислы - соединения элементов с кислородом, в гидроокислах присутствует также вода. В земной коре на долю окислов и гидроокислов приходится около 17%, из них на долю кремнезёма (SiO2) около 12.5%.

Наиболее распространёнными минералами этой группы являются окислы кремния, алюминия, железа, марганца и титана.

В кристаллических структурах минералов класса окислов катионы металлов находятся в окружении анионов кислорода (в окислах) или гидроксила (в гидроокислах). Среди окислов можно выделить простые окислы, в которых отношения между катионами и анионами изменяются в пределах от 2:1 до 1:2 (R2O, R2O3, RO2) и сложные окислы, для которых характерны двойные соединения типа RO\*R2O3.

Происхождение минералов класса окислов различное - магматическое, пегматитовое, гидротермальное, но большинство окислов образовалось в результате экзогенных процессов в верхних слоях литосферы. Многие эндогенные минералы при выветривании разрушаются и переходят в окислы и гидроокислы.

Физические свойства окислов различны: для большинства из них характерна высокая твёрдость. Минералы класса окислов имеют большое практическое значение.

Карбонаты и сульфаты. Карбонаты - многочисленная группа минералов, которые имеют широкое распространение. В структурном отношении все карбонаты относятся к одному основному типу - анионы [CO3]2- представляют собой изолированные радикалы в форме плоских треугольников.

Большинство карбонатов безводные простые соединения, главным образом Ca, Mg и Fe с комплексным анионом [CO3]2-. Менее распространены сложные карбонаты, содержащие добавочные анионы (OH)-, F- и Cl-. Среди наиболее распространённых безводных карбонатов различают карбонаты тригональной и ромбической сингоний.

Карбонаты обычно имеют светлую окраску: белую, розовую, серую и т.д., исключение представляют карбонаты меди, имеющие зелёную или синюю окраску. Твёрдость карбонатов около 3-4.5; плотность невелика, за исключением карбонатов Zn, Pb и Ba.

Важным диагностическим признаком является действие на карбонаты кислот (HCl и HNO3), от которых они в той или иной степени вскипают с выделением углекислого газа.

По происхождению карбонаты осадочные (биохимические или химические осадки) или осадочно-метаморфические минералы; выделяются также поверхностные, характерные для зоны окисления и иногда низкотемпературные гидротермальные карбонаты.

Сульфаты - соли серной кислоты. Они имеют светлую окраску, небольшую твёрдость, многие из них растворимы в воде.

Основная масса сульфатов имеет осадочное происхождение - это химические морские и озёрные осадки. Многие сульфаты являются минералами зоны окисления, известны сульфаты и как продукты вулканической деятельности.

Различают сульфаты безводные, водные и сложные, содержащие кроме общего для всех анионного комплекса [SO4]2- также добавочные анионы (ОН)-.