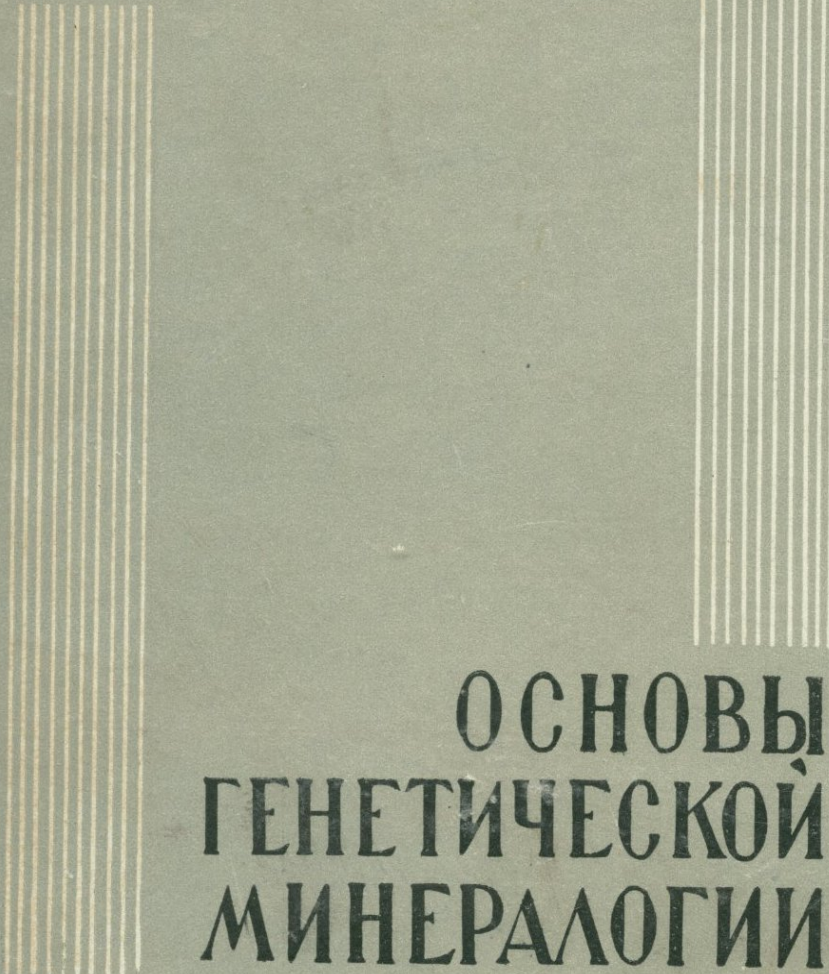


Е. К. ЛАЗАРЕНКО



ОСНОВЫ
ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
МИНЕРАЛОГИИ

Е. К. ЛАЗАРЕНКО

549

ОСНОВЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

279

Барогому
Константину Николаевичу
Тарушкинскому
с любовью
4. [Signature]

15.V.64г.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1963



В книге рассматриваются вопросы образования и происхождения минералов и минеральных комплексов в связи с геологическими процессами формирования горных пород и минеральных месторождений.

Рассчитана на студентов геологических специальностей вузов, научных работников и работников геолого-разведочных учреждений.

Посвящается
создателю генетической минералогии
первому президенту Академии наук УССР
академику
Владимиру Ивановичу ВЕРНАДСКОМУ



В. И. ВЕРНАДСКИЙ

1863—1945

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга содержит изложение курса лекций, который в разное время читался автором во Львовском университете.

При подготовке курса предполагалось, что слушатели уже знакомы с основами кристаллографии и минералогии, поэтому те понятия и положения, которые должны разбираться при изучении этих наук, в книге не объясняются.

Для составления книги автором использованы многочисленные литературные источники, коллекции различных минералогических музеев, а также собственные исследования минеральных месторождений.

Автор рассматривает свою работу как первый опыт и поэтому заранее благодарит всех, кто сочтет возможным прислать о ней свои замечания.

Проф. Е. К. Лазаренко

Львовский государственный университет
им. Ивана Франко
Кафедра минералогии

ВВЕДЕНИЕ

Генетическая минералогия изучает образование и происхождение минералов и минеральных комплексов, возникающих в результате процессов минералообразования.

Объектами генетической минералогии являются как минеральные индивиды и их совокупности — агрегаты, так и минеральные виды и их совокупности — минеральные парагенезисы.

Генетические вопросы обычно рассматриваются с химической, физико-химической, физической и геологической точек зрения.

При химическом подходе рассматривается химизм процессов минералообразования, который определяется и регулируется особенностями соединений атомов химических элементов. Важное значение имеет изотопный состав природных элементов, позволяющий устанавливать абсолютный возраст минералов, источник вещества для минералообразования, а также температуру кристаллизации минералов.

При физико-химическом подходе минералы рассматриваются как фазы природных физико-химических систем, которые в зависимости от природных процессов минералообразования создают различные минеральные парагенезисы.

При физическом подходе изучается чисто физическая сторона генезиса минералов — передвижение минеральных веществ, явления кристаллизации и перекристаллизации минералов, механические деформации и др.

При геологическом подходе основное внимание обращается на геологические условия минералообразования, то есть на характеристику геологических процессов, при которых образуются минералы.

Эти подходы сыграли определенную роль в понимании отдельных сторон образования минералов, но попытки применения их для установления общих условий минералообразования сказались отрицательно на развитии генетической минералогии.

В настоящее время при решении генетических вопросов учитываются все стороны минералообразования: химическая, физико-химическая, физическая и геологическая, сочетание которых позволяет понять сложный процесс образования минералов и минеральных комплексов.

Генезис минералов имеет большое научное и практическое значение. Он определяет конституцию минералов (химический состав и строение), их морфологию и свойства.

Взаимосвязь конституции и генезиса минералов позволяет использовать их химический состав, а также морфологию и форму агрегатов для определения условий минералообразования. Генетическое значение этих особенностей минералов получило свое выражение в учении о типоморфных минералах и их типоморфных признаках.

При решении генетических вопросов большое значение приобретает изучение включений минералообразующей среды, позволяющее устанавливать химический характер среды минералообразования, а также термодинамические условия, существовавшие в момент образования минералов.

Изложение материала мы будем вести в следующем порядке:

I. Генезис минеральных индивидов и минеральных агрегатов.

II. Генезис минеральных видов и их совокупностей.

III. Процессы минералообразования.

IV. Некоторые физико-химические особенности генезиса минералов.

V. Естественные ассоциации минералов.

VI. Признаки, позволяющие устанавливать генетические особенности минералов.

КРАТКИЙ ОЧЕРК РАЗВИТИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Генетическая минералогия как самостоятельный раздел минералогии оформилась лишь в последнее время под влиянием работ В. И. Вернадского.

Первая и единственная книга под названием «Генетическая минералогия» принадлежит перу Н. М. Федоровского. Вышла она в 1920 году. Позже так был озаглавлен один из разделов в «Курсе минералогии» ленинградских авторов, изданном под редакцией А. К. Болдырева (1936). Название «Генезис минералов» носит раздел в «Курсе минералогии» Е. К. Лазаренко (1951).

Отдельные конкретные вопросы, связанные с образованием и происхождением как отдельных минералов, так и их комплексов, нашли отражение в работах многих исследователей. Эти работы были вызваны, с одной стороны, развитием минералогии как науки в целом, и, с другой стороны, практическими задачами, которые перед минералогией ставила жизнь.

Зачатки знаний о минералах относятся к доисторическим временам, когда еще не существовало научных представлений об окружающей природе.

Начиная с античного времени и на протяжении всего средневековья наука о неорганическом мире представляла собой совокупность разрозненных практических знаний, хотя в работах Ибн-Сины (980—1037) и Аль-Бируни (972—1048) содержатся некоторые научные сведения о происхождении минералов.

В начале XVI в. в связи с появлением и развитием капиталистического способа производства значительно увеличивается горнодобывающая промышленность, что вызывает необходимость определения и детального исследования минералов.

К этому времени относятся работы Георгия Бауэра-Агриколы (1494—1555) и Рене Декарта (1596—1650), в которых рассматриваются вопросы образования руд и минералов.

Г. Бауэр связывал образование минералов с подземными водами, которые возникли частью непосредственно из поверхностных вод, а частью из поверхностных вод, проникших на глубину, где они под влиянием тепла от сгорания угольных пластов и битумов превращались в водяной пар. Г. Бауэру-Агриколе принадлежат наблюдения над выветриванием пород и окислением сульфидов под влиянием влаги и над возникновением некоторых минералов из водных растворов.

Р. Декарт, рассматривая в IV части «Принципов философии» строение Земли, указывает, что под внешней каменной земной корой располагается оболочка тяжелого вещества. Минералы, которые находят в жилах, прорезающих внешнюю кору, по мнению Декарта, представляют собой материал, вынесенный в форме эксгаляций под влиянием внутренней теплоты Земли. Эксгаляции же состоят из паров воды и большого количества летучих, несущих в себе другие вещества. В зависимости от того, как смешиваются эти вещества, образуются различные минералы. Так, пары ртути выносят с собой золото, серебро, свинец, а другие летучие и испарения — медь, железо, сурьму.

Период XVI—XIX вв. в истории минералогии характеризуется накоплением фактического материала, основанного на детальном изучении физических свойств и морфологии минералов. В связи с необходимостью систематизации этого материала появились классификации, основанные на внешних признаках минералов.

С точки зрения генетической минералогии представляют интерес развивавшиеся в это время два геологических направления: нептунистическое, возглавлявшееся А. Г. Вернером (1750—1817), и плутонистическое, возглавлявшееся Д. Хеттоном (1726—1795). Спор между нептунистами и плутонистами носил общегеологический характер и минералогии касался лишь в вопросах происхождения минералов.

Д. Хеттон в своей работе «Теория Земли» (1788) полагал, что минеральные жилы, как и изверженные породы (граниты и базальты), образовались из расплавов под действием подземного огня или жара, то есть в результате непосредственного действия изверженных магм путем плавления.

Опровергая теоретические выводы Хеттона, А. Вернер в «Новой теории образования жил» (1791) утверждал, что все горные породы, в том числе граниты, гнейсы, базальты, образовались осадочным путем из вод мирового океана. Минеральные жилы возникли также из вод мирового океана, которые, проникая по трещинам осадочных пород вглубь Земли, откладывали на своем пути различные минералы.

Следует отметить, что в Западной Европе попытки научного толкования явлений природы встречали отчаянное

сопротивление богословов, развивавших представления о всемирном потопе, об извечном существовании и неизменности минералов.

В этом отношении естествознание в России, зародившееся в XVIII в., на первых порах было более свободным от средневековой религиозно-философской догмы.

Так, М. В. Ломоносов (1711—1765) в работе «О слоях земных» (1757—1759) писал: «Твердо помнить должно, видимые телесные на земли вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала от создания, как ныне находим; но великие происходили в нем перемены... Напрасно многие думают, что все, как видим, сначала творцом создано; будто не токмо горы, доли и воды, но и разные роды минералов произошли вместе со всем светом; и потому де не надобно исследовать причин, для чего они внутренними свойствами и положением мест разнятся. Таковые рассуждения весьма вредны приращению всех наук, следовательно, и натуральному знанию шара земного, а особливо искусству рудного дела, хотя оным умникам и легко быть философами, выучась наизусть три слова: бог так сотворил; и сие дая в ответ вместо всех причин».

М. В. Ломоносов первый четко выразил мысль о динамическом подходе к явлениям природы и должен быть назван основоположником этого направления в минералогии.

Позже динамическое направление развивали К. Г. Лаксман (1737—1796) и в особенности его ученик Ф. П. Моисеенко (1754—1781), определивший значение преобразований минералов в природе. В своей работе «Пример превращения руд в рудах серебра» (1779) он писал: «Великая мать-природа часто скрывает одни и те же вещи в различных формах... Одно и то же природное тело из-за произвольных или случайных причин или же из-за утраты некоторых частей до того изменяется, что не остается даже и подобия прежней формы, прежних качеств и свойств... Природа собственными своими силами постоянно находится в действии и, разлагая одно тело, составляет и производит другое».

Период накопления фактического материала по минералогии подготовил почву для многих генетических обобщений.

Так, например, исследования морфологии минералов, среди которых особое место принадлежит Р. Ж. Гаюи (1743—1822), Н. И. Кокшарову (1818—1892), П. В. Еремеву (1830—1899) и В. Гольдшмидту (1853—1930), позже легли в основу учения о типоморфизме минералов, а исследования псевдоморфоз (И. Р. Блюм и П. В. Еремеев) — учения об изменениях, происходящих в минеральном мире.

В этот период ученые достигают крупнейших успехов в области исследования химического состава минералов. За

сравнительно короткий срок (35—40 лет) был определен химический состав большинства минералов и установлено значительное количество новых минеральных видов. Среди исследователей, много сделавших для изучения химического состава минералов, следует отметить К. Г. Лаксмана (1737—1796), М. Клапрота (1743—1817), Н. Вокелена (1763—1829), И. Гадолина (1760—1852), С. Теннанта (1761—1826), В. Волластона (1766—1826), И. Берцелиуса (1779—1848), Г. Розе (1795—1864), Г. И. Гесса (1802—1850) и многих других. Познание химического состава минералов позволило создать классификации минеральных видов, основанные на их химической характеристике. Считалось, что минералы представляют собой природные тела постоянного состава.

Первые химические классификации А. Кронштедта (1758), И. Берцелиуса (1819) и Д. И. Соколова (1831) были построены по катионам. В более поздних классификациях Д. Дэна (1837) и Г. Розе (1852) деление на классы было произведено по анионам и радикалам, которые значительно резче влияют на свойства химических соединений. Д. Дэна, классификация которого сохранилась до наших дней, разделил все минералы на пять классов: самородные вещества, сернистые и мышьяковистые соединения, галоидные соединения, кислородные соединения и органические соединения.

Детальное исследование состава минералов позволило Э. Митчерлиху (1794—1863) установить явления изоморфизма (1819) и полиморфизма (1821), сыгравшие важную роль в дальнейшем развитии минералогии.

Изучение условий кристаллизации, особенно связанное с именем Т. Е. Ловица (1757—1804), а также исследования в области синтеза минералов (Г. Сент-Клер Девиля, Г. Добре и др.) позволили подойти к учению о зарождении, росте и изменении минералов.

Важным достижением генетической минералогии этого периода является установление В. М. Севергиным (1765—1826) понятия смежности минералов (1798), позже (1849) вторично введенного в науку А. Брейтгауптом (1781—1873) под названием парагенезиса. Учение о парагенезисе окончательно вытеснило средневековые представления о «симпатии» и «антипатии» минералов, особенно развивавшиеся У. Альдрованди (1522—1605).

Вторая половина XIX ст. знаменуется крупнейшими достижениями в области минералогии, вызванными общим развитием промышленности, остро нуждавшейся в увеличении минерально-сырьевой базы. Это время было наиболее благоприятным для развития генетической минералогии, так как становится очевидным, что увеличение минерально-

сырьевой базы в значительной мере определяется знанием генезиса минеральных месторождений.

К этому времени относится появление ряда теорий образования минеральных, в частности рудных, месторождений: сухих магм (Ш. Фурнэ, 1835; Т. Белт, 1861), сублимационная (Эли де Бомон, 1847), низкотемпературных водных растворов (К. Г. Бишоф, 1847—1855; С. Ф. Эммонс, 1886), восходящих горячих растворов (Б. Фон-Котта, 1859), латеральной секреции (Ф. Зандбергер, 1882—1885), магматической сегрегации (И. Ф. Л. Фогт, 1893) и др.

При изучении минеральных месторождений уже обращается внимание не только на выяснение условий, в которых образуются сами месторождения, но и на их связь с вмещающими породами, а также на слагающие эти месторождения минералы, на закономерности их сочетания в различных месторождениях и на их взаимоотношения между собой. Такие наблюдения привели к установлению К. Ф. Науманном (1797—1873) явлений метасоматоза, под которым он понимал некоторые виды псевдоморфизма.

Важным открытием для генетической минералогии было установление Г. Сорби (1826—1908) газовой-жидких включений в минералах (1858), которые затем он воспроизвел в искусственных кристаллах, пытаясь определить по включениям температуру образования минералов. Газово-жидкие включения в минералах Г. Сорби назвал «саморегистрирующими термометрами».

К концу XIX и началу XX в. в минералогии накопилось большое количество отдельных, часто отрывочных и в значительной мере разрозненных фактов, относящихся к генезису минералов и их совокупностей. Эти факты были обобщены, дополнены и развиты В. И. Вернадским (1863—1945) во многих его работах, в частности в «Опыте описательной минералогии», т. I, в. 1 (1908), «Минералогии», в. 1 (1910) и «Истории минералов земной коры», т. I, в. 1 (1923). В этих работах В. И. Вернадский в широком научном плане рассмотрел минералы, их возникновение и разрушение в тесной связи с химическим составом и строением, а также средой минералообразования. Он определил минералогия как науку, изучающую историю минералов земной коры. В 1910 году В. И. Вернадский писал: «Минералогия представляет собой химию земной коры. Она имеет задачей изучение как продуктов природных химических процессов, так называемых минералов, так и самих процессов. Она изучает изменение продуктов и процессов во времени в различных естественных областях земной коры. Она исследует взаимные естественные ассоциации минералов (их парагенезис) и закономерности в их образовании».

Большой заслугой В. И. Вернадского являются также работы по выяснению биохимических и радиохимических факторов в процессах минералообразования.

После работ В. И. Вернадского генетическое направление прочно утвердилось в минералогии и выделилось в самостоятельный ее раздел.

Значительную роль в развитии генетической минералогии сыграли руководства по минеральным месторождениям, построенные на генетической основе, в том числе руководства Р. Бекка (1909), К. И. Богдановича (1912—1913), В. Линдгрена (1913), Ф. Бейшлага, П. Круша и И. Фогта (1921) и др.

Идеи В. И. Вернадского были развиты А. Е. Ферсманом (1883—1945), который в 1912 г. впервые ввел термин *генетическая минералогия*. Он создал стройную теорию образования гранитных пегматитов (1931), позже развитую К. А. Власовым. С именем А. Е. Ферсмана связано также учение о типоморфных минералах.

Исключительное влияние на развитие генетической минералогии оказало кристаллохимическое направление, возникшее в результате синтеза идей кристаллографии и химической минералогии. Создателями этого направления являются Е. С. Федоров (1853—1919), П. Грот (1843—1927).

Дальнейшее развитие кристаллохимического направления связано с именем М. Лауэ, установившего в 1912 г. явление дифракции рентгеновских лучей при их прохождении через кристалл, что легло в основу нового (рентгеновского) метода исследования вещества. Новый метод, разработанный в значительной мере У. Г. Бреггом, У. Л. Бреггом, Л. Паулингом, Э. Шибольдом и др., позволил установить структуру многих минералов, выявить взаимосвязь ее с составом (конституцией) и вместе с тем — с условиями образования.

Важное значение для генетической минералогии имело применение физической химии при изучении процессов минералообразования. Так, Я. Г. Вант-Гофф (1852—1911) применял законы физической химии при исследовании соляных месторождений и процессов солеобразования. Использование достижений физической химии в изучении продуктов метаморфогенных процессов позволило В. М. Гольдшмидту (1888—1947) сформулировать минералогическое правило фаз и установить закономерности парагенетических ассоциаций в метаморфогенных образованиях.

В советское время были подведены итоги развития генетической минералогии и созданы новые направления, исходя из достижений современной науки и техники.

Д. С. Коржинским на основании физико-химических закономерностей была разработана теория парагенетического анализа (1936), возможность конкретного применения кото-

рого значительно расширилась после сделанных автором уточнений в минералогическом правиле фаз В. М. Гольдшмидта.

А. Г. Бетехтин (1897—1962) применил парагенетический анализ к рудным минералам, а также разработал теорию гидротермального минералообразования.

Следует отметить исследования В. А. Николаева (1893—1960) в области физико-химического анализа постмагматических процессов минералообразования и И. И. Гинзбурга, разработавшего теорию образования минералов при выветривании (1951).

В развитии генетической минералогии сыграли существенную роль работы по изучению включений минералообразующей среды, произведенные Н. П. Ермаковым (1950), Г. Г. Лемлейном (1929, 1950) и др., а также исследования роста кристаллов минералов А. В. Шубникова.

Большой вклад в генетическую минералогию был сделан Д. П. Григорьевым, который в ряде работ уточнил задачи и объекты исследования генетической минералогии и произвел многочисленные наблюдения, связанные с зарождением, ростом и изменением минералов. Эти материалы сведены в книге «Онтогенез минералов» (1961).

Таким образом, генетическая минералогия, получившая свое начало в работах В. И. Вернадского, к столетнему юбилею своего создателя оформилась в самостоятельный раздел минералогии с четко выраженными объектами и задачами исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г., Болдырев А. К. и др. Курс минералогии. ОНТИ, 1936.

Вернадский В. И. Минералогия, в. I. 1910.

Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I, в. I. Химтехиздат, 1923.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.

Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. Выдающиеся русские минералоги. Изд. АН СССР, 1949.

Крук Томас. История учения о рудных месторождениях. ГОНТИ, 1938.

Лазаренко Е. К. Вступ до питання про утворення рудних родовищ. Наук. зап. Львівськ. ун-ту, серія геол., т. 2, в. 4, 1946.

Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Гостехиздат Украины, 1951.

Ломоносов М. В. О слоях земных. Гостехиздат, 1949.

Материалы о Ф. П. Моисеенко в Архиве АН СССР. Изд. АН СССР, 1956.

Поваренных А. С. К вопросу о периодизации минералогии. Очерки по истории геологических знаний, вып. 10. Изд. АН СССР, 1962.

Сольский Д. И. Русский путешественник и минералог XVIII века академик К. Г. Лаксман. Труды Мин. музея АН СССР, в. 12, 1961.

Федоровский Н. М. Генетическая минералогия. Химтехиздат, 1920.

Ферсман А. Е. По вопросу о генезисе минералов и их взаимных превращениях. Тр. СПб о-ва естествоисп., ч. 3, в. 1, 1912.

РАЗДЕЛ I

ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

Минеральные индивиды представляют собой твердые, физически и химически индивидуализированные вещества, возникшие в результате процессов, совершающихся в земной коре, и входящие в ее состав.

Минеральные индивиды физически отграничены друг от друга *поверхностями раздела*. Минеральным индивидом является как каждый естественный кристалл, ограниченный кристаллическими гранями, так и каждое минеральное зерно, отделенное от соседей поверхностями соприкосновения. Размер минеральных индивидов может быть разнообразным: от различных простым глазом до заметных только под обычным или даже электронным микроскопом.

Совокупности минеральных индивидов называются *минеральными агрегатами*.

Минеральные индивиды и минеральные агрегаты в своем развитии всегда проходят стадии зарождения, роста и изменения. Эти три стадии развития минеральных индивидов и минеральных агрегатов объединены Д. П. Григорьевым под названием *онтогении минералов*.

ЗАРОЖДЕНИЕ, РОСТ И ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ

В соответствии с тремя агрегатными состояниями вещества образование минералов может происходить из жидкостей, газов и твердых тел. В большинстве случаев минералы образуются путем выделения кристаллических тел, хотя на отдельных участках земной коры распространены процессы, ведущие к возникновению аморфных тел.

Выделение вещества в виде кристаллов называется *кристаллизацией*, а среда, из которой происходит их образова-

ние, — кристаллизационной среды. Необходимым условием кристаллизации минералов является пересыщение или переохлаждение кристаллизационной среды, в результате чего при определенной температуре возникают маленькие кристаллики (центры кристаллизации), вокруг которых происходит кристаллизация.

Образование (зарождение) минералов может быть *вынужденным* (происходить из затравки) или *самопроизвольным*. Оно начинается с возникновения зародышевого кристалла, для построения которого достаточно сотен молекул вещества. Зародышевые кристаллы (*зародыши*) являются начальной точкой будущего кристалла минерала. Кристалл увеличивается за счет наслоения вещества на его гранях.

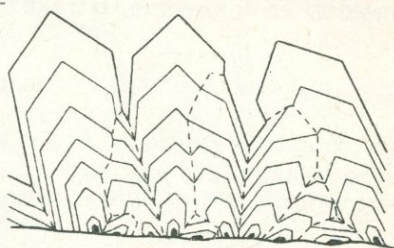


Рис. 1. Схема реализации закона геометрического отбора.

В природных условиях зарождение минералов может совершаться либо из взвешенного состояния, либо, чаще всего, на каком-нибудь субстрате. Этот процесс происходит независимо от субстрата или под его воздействием.

На основании выросших кристаллов в настоящее время можно составить представление об их зарождении. Если кристаллы минерала зарождались на субстрате при отсутствии активного взаимодействия между субстратом и зародышами, они располагались в случайных положениях и зарождение минералов определялось *законом геометрического отбора* при росте кристаллов (рис. 1, 2). Сущность этого закона заключается в том, что при совместном росте между индивидами происходит своеобразная борьба за пространство; при этом из разноориентированных зародышей кристаллов растут лишь те,

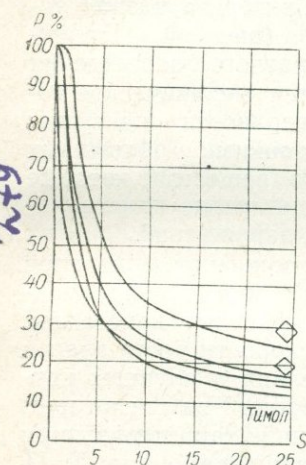


Рис. 2. График убывания числа растущих кристаллов (по Г. Г. Леммлейну).

По ординате отложен процент P «выживших» кристаллов, по абсциссе — расстояние от начала роста (единица измерения — расстояние между соседними зародышами).

которые имеют максимальный угол наклона по отношению к субстрату. Эти кристаллы, постепенно разрастаясь, лишают другие кристаллы возможности роста.

Во времени появление зародышей кристаллов может быть одновременным (например, при кристаллизации изверженных и метаморфогенных пород) и многократным, когда зародыши возникают не только в начале процесса, но и в определенные моменты его развития. В таких случаях образуется несколько

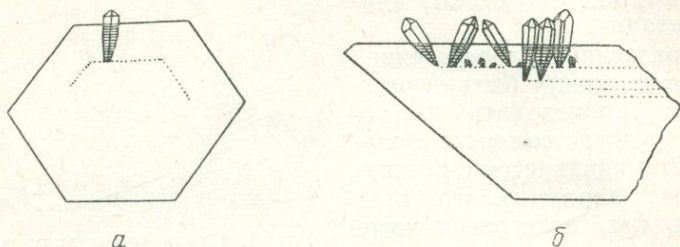


Рис. 3. Два (а) и три (б) зарождения кварца.

различных видов кристаллов, причем зародившиеся позже мелкие кристаллы нарастают на относительно крупные. Многократное появление зародышей Д. П. Григорьев назвал *зарождениями* (рис. 3). Причиной многократного зарождения часто является механическое засорение поверхности растущих кристаллов тонкими обломками минерального вещества, которые становятся центрами кристаллизации новых зарождений.

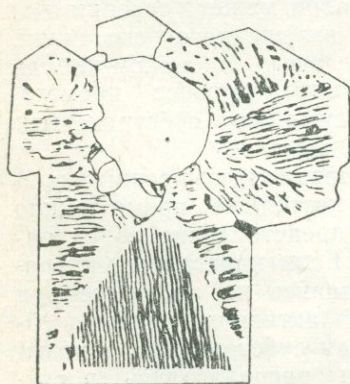


Рис. 4. Кристаллы кварца, ориентированные полевым шпатом.

Новые зарождения минералов развиваются значительно медленнее, чем крупные кристаллы. Например, скорости роста граней призмы мелких и крупных кристаллов кварца из некоторых месторождений характеризуются следующими цифрами (по Д. П. Григорьеву):

Месторождения	Отношение скорости роста кристаллов	
	мелких	крупных
Алдан	1	10
Урал	1	3—4
Памир	1	5

К частным случаям многократного зарождения относятся пегматитовые прорастания полевого шпата и кварца (рис. 4). Здесь зарождающиеся кристаллики кварца ориентировались

ранее разросшимся кристаллом полевого шпата, и зародыши кварца возникали не один раз, а непрерывно, почти до окончания роста кристаллов полевого шпата.

Рост кристаллов

Зародившиеся кристаллы растут свободно или вступают во взаимодействия со своими соседями.

При решении вопроса о том, каким образом кристалл приобрел свою нынешнюю форму, кроме его взаимодействия с соседними кристаллами, важное значение имеет его внутреннее строение (*зональность и секториальность*), обусловленное распределением неоднородностей в кристалле. В свою очередь, эта внутренняя неоднородность зависит от внешней формы и условий роста кристалла.

Зональные кристаллы минералов возникают в результате того, что факторы, влияющие на однородность или химический состав кристаллов, периодически изменяются. В зональных кристаллах наблюдается чередование слоев разного состава или различных физических свойств (рис. 5).

По-видимому, большинство минералов во время роста приобретает внутреннюю зональную неоднородность. Но если у одних минералов она видимая, то у других выявляется только путем специальных исследований.

Секториальное строение кристаллов зависит от индивидуальных поверхностных свойств каждой из развивающихся на кристалле граней.

При исследовании роста кристаллов минералов большое значение имеет *скорость роста кристаллических граней*. Под этим термином понимают *скорость перемещения грани кристалла в перпендикулярном к ней направлении*, или, иначе, *прирост перпендикуляра к грани за единицу времени*. Скорость роста граней зависит от условий роста. Если условия роста для каждой грани остаются постоянными с момента зарождения кристалла, то его форма со временем не меняется, а увеличивается лишь размер многогранника (рис. 6). В большинстве случаев увеличиваются те грани, которые растут медленно, а быстро растущие грани уменьшаются и со временем могут исчезнуть (рис. 7).

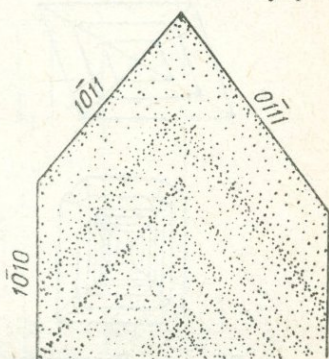


Рис. 5. Зональное строение кристалла морiona.

Скорость роста граней определяется путем обмера внешних элементов ограничения кристалла (ребер, граней) или исследования его внутреннего строения.

Приведем пример подсчета относительной скорости роста граней (по Г. Г. Леммлейну). На рис. 8. изображена часть

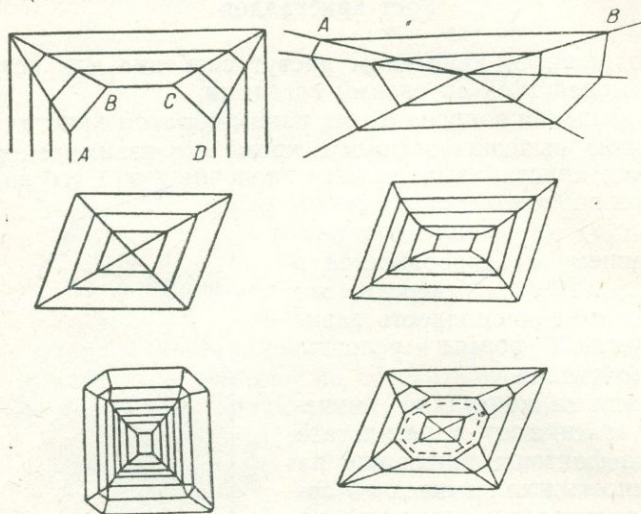


Рис. 6. Различные случаи уменьшения и увеличения граней при росте кристаллов.

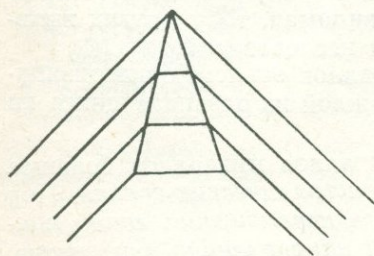


Рис. 7. Исчезновение граней при быстром росте

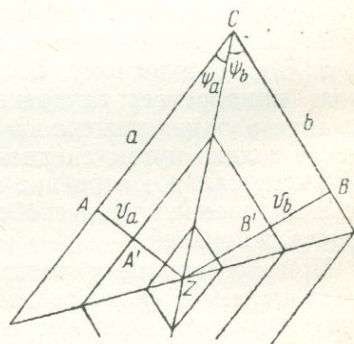


Рис. 8. Подсчет скорости роста кристалла.

кристалла в разрезе, перпендикулярном ребру C между гранями a и b . Разрез проходит через начало роста Z кристалла. Линия CZ является сечением плоскости раздела между пирамидами роста граней a и b . Рисунок показывает, что $\frac{v_b}{v_a}$

(отношение скоростей роста граней a и b) может быть найдено сравнением: 1) центральных дистанций BZ и AZ ; 2) толщин одновременно выросших на грани слоев BB' и AA' ; 3) синусов углов между гранями и границей их пирамид нарастания:

$$\frac{\sin\psi_b}{\sin\psi_a} = \frac{v_b}{v_a}$$

Д. П. Григорьев приводит график относительной скорости роста кристалла брукита, описанного Н. Ю. Икорниковой, для участка от A до B (рис. 9). Определяя скорость роста грани пинакоида (001) и относительной скорости роста ребра меж-

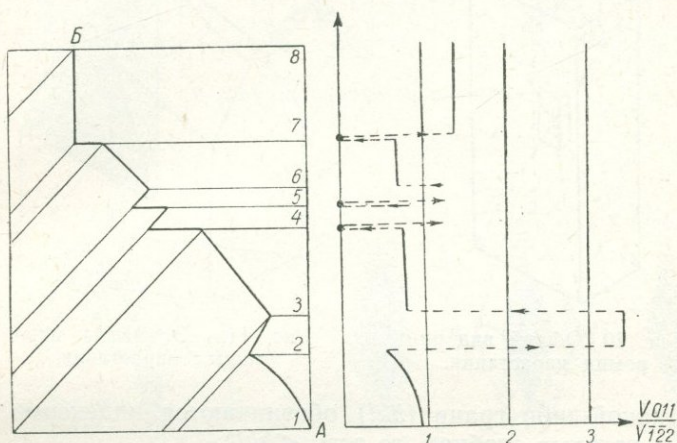


Рис. 9. График относительной скорости роста кристалла брукита.

ду гранями бипирамиды (122) и $(\bar{1}\bar{2}\bar{2})$, он делает вывод, что грань пинакоида, возникнув (точка 1) со скоростью роста, почти равной скорости роста ребра, далее несколько замедляла эту скорость, но затем (в точке 2) приобрела скорость, в 3,5 раза большую. Точка 3 отвечает понижению этой максимальной скорости до величины, равной примерно 0,8, которая сохранилась при росте грани до точки 4, и т. д. Приведенный график показывает, что рост отдельных кристаллов довольно сложный. При образовании кристаллов наблюдается частая пульсация растворов, которая и обуславливает различную скорость роста отдельных граней.

Для идеального случая роста, когда кристалл с момента зарождения остается подобным самому себе, можно различать области кристалла, образовавшиеся за все время роста отложением веществ на каждой из его граней. Эти области имеют форму пирамид, основаниями которых служат соответствующе-

щие грани. Вершины всех пирамид лежат в начальной точке роста кристалла. Стороны пирамид, которыми они граничат друг с другом, образуются последовательным перемещением ребер кристалла, а следы перемещения вершин кристалла являются ребрами этих пирамид (рис. 10).

Секториальное строение кристаллов — основа их внутренней морфологии и определяется законом Бекке: *Реальный кристалл сложен пирамидами роста его граней*. Пирамиды роста различных простых форм физически различны. Пирамиды

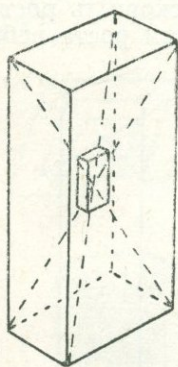


Рис. 10. Общий вид пирамид нарастания.

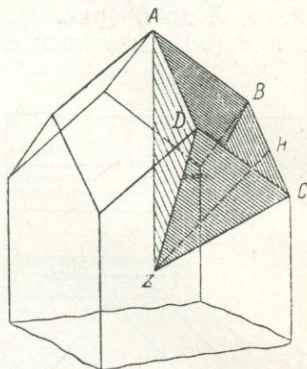


Рис. 11. Элементы пирамиды нарастания.

роста какой-либо грани (hkl) обозначаются индексами этой грани в угловых скобках, то есть $\langle hkl \rangle$.

Пирамиды нарастания имеют большое значение при анализе форм кристаллов, возникающих при свободном росте. Растущий в таких условиях кристалл характеризуется тем, что каждая его грань, передвигаясь параллельно самой себе и изменяясь в размерах, образует в теле кристалла как бы пирамиду (рис. 11). Основанием такой пирамиды является грань кристалла $ABCD$, а вершиной — центр кристаллизации Z . Следы перемещения ребер AB , BC , CD и DA кристалла образуют стороны этих пирамид AZB , BZC и т. д. Ребра пирамиды ZA , ZB и другие образуются перемещением вершин A и углов B , C , D кристалла. В одном ребре могут соприкасаться только три пирамиды нарастания граней кристалла. Пирамиды нарастания всех граней обращены своими вершинами к точке Z (начальной точке роста кристалла). Перпендикуляры, опущенные из точки Z на грани кристалла, служат относительной мерой скорости их роста (*центральные дистанции*).

Форма пирамид роста в зависимости от пересыщения раствора, поглощения кристаллом примесей, ориентировки кристалла относительно питающих потоков бывает копьевидной,

четковидной и более сложной, что свидетельствует о переменном, колеблющемся или даже прерывистом росте граней (рис. 12). Н. Ю. Икорникова различает следующие формы пирамид нарастания кристаллов брукита из жил альпийского типа: 1) с прямолинейными или плавно изогнутыми границами; 2) с неправильными кривыми границами; 3) с границами,

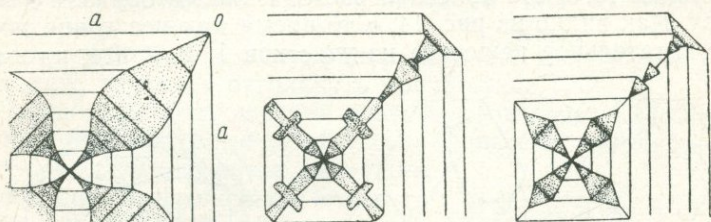


Рис. 12. Формы пирамид нарастания.

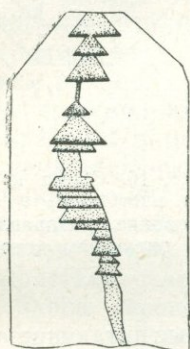


Рис. 13. Пирамиды нарастания на кристалле брукита.

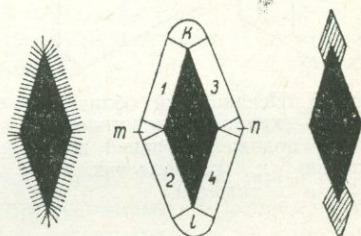


Рис. 14. Схема образования скелетных форм.

представляющими собой ломаные линии и состоящими из прямолинейных отрезков (рис. 13). Приведенные формы, по мнению Н. Ю. Икорниковой, зависят от изменения пересыщения и наличия примесей в растворе, которые поглощаются кристаллом.

На пирамидах роста отражаются все моменты развития кристалла. Так, анализ пирамид роста на грани брукита (100), на которых четко выступают пирамиды роста $\langle 001 \rangle$, $\langle 0\bar{2}1 \rangle$, показывает, что первоначально на кристалле грани призмы ($0\bar{2}1$) не было, она появилась позднее и по мере развития постепенно зарастала до полного исчезновения. Грань пинакоида (001) в начале роста медленно увеличивалась, потом так же медленно уменьшалась почти до исчезновения, но затем сразу снова появлялась на кристалле и росла, неодно-

кратно изменяя свой размер и положение относительно осевой линии кристалла. Перед самым концом роста кристалла грань пинакоида (001) приняла свое окончательное положение и размер (рис. 13).

В результате неравномерного питания растущего кристалла возникают так называемые *скелетные формы*, являющиеся следствием того, что кристалл растет главным образом в вершинах. Как видно из рис. 14, в то время как все грани получают питательное вещество из участков 1, 2, 3 и 4, на долю

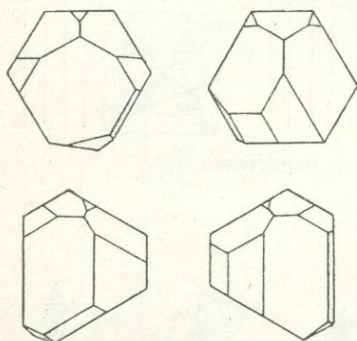


Рис. 15. Искривленный облик кристаллов кварца вследствие различного положения граней по отношению к направлению силы тяжести.

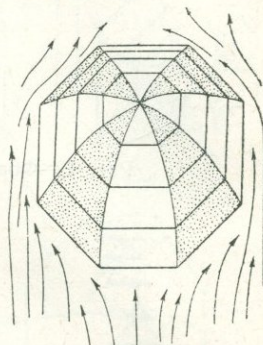


Рис. 16. Схема кристалла, растущего в односторонне направленном питающем потоке.

ребер и вершин приходится дополнительные питающие области *k, l, m, n*. Примером скелетных форм могут служить дендриты самородной меди, снежинки и др.

Неравномерное питание различных граней одной и той же простой формы ведет к искажению облика кристаллов. Г. Г. Леммлейн установил, что искаженный облик кристаллов кварца с Припсыярного Урала объясняется различным положением граней по отношению к силе тяжести (рис. 15). Сила тяжести определила неодинаковую возможность питания для различных граней кварца при концентрационных потоках. Значение концентрационных потоков для развития кристаллов минералов иллюстрируется рис. 16.

При росте минералов существенное значение имеет сила, источником которой является сам растущий минерал. Эта сила носит название *кристаллизационной* и определяется как *давление, оказываемое растущим минералом на посторонние тела, которые встречаются ему на пути, в том числе и на окружающую его среду*. Таким образом, кристаллизационная сила — это результат взаимодействия минерала и среды.

При этом взаимодействии минерал в зависимости от соотношения поверхностных энергий поверхностей раздела может либо прирасти к препятствию, либо оттолкнуть его.

Если поверхностные энергии на границе минерала и среды выразить через $\sigma_{1,2}$, на границе минерала и препятствия — $\sigma_{1,3}$ и на границе препятствия и среды — $\sigma_{2,3}$, то прирастание минерала к препятствию произойдет при соотношении: $\sigma_{1,3} = \sigma_{1,2} + \sigma_{2,3}$ (рис. 17).

При $\sigma_{1,3} > \sigma_{1,2} + \sigma_{2,3}$ минерал развивает кристаллизационную силу, стремясь оттолкнуть препятствие.

Различным соотношением поверхностных энергий объясняется то, что некоторые механические примеси, находящиеся в

растворе, захватываются растущим кристаллом и загрязняют его, в то время как другие примеси отталкиваются, и кристалл вырастает совершенно чистым. Так, кристаллы астраханита ($\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2$), вырастая на дне соляных озер с большим содержанием ила, захватывают частицы ила, вследствие чего обычно бывают окрашены в черный цвет. В то же время образующиеся в этих условиях кристаллы эпсомита ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) свободны от примесей, прозрачны и бесцветны.

Известны случаи, когда, например, кристаллы гипса в глине вырастают совершенно прозрачными, а в песке оказываются сплошь переполненными включениями песчинок.

Некоторые исследователи оценивают величину кристаллизационной силы минералов до 100 г/мм^2 . По экспериментальным данным, кристаллизационная сила для квасцов — от 1,6 до 400 мг/мм^2 , а для природного льда — 80 мг/мм^2 .

Известны случаи, когда, например, кристаллы гипса в глине вырастают совершенно прозрачными, а в песке оказываются сплошь переполненными включениями песчинок.

Некоторые исследователи оценивают величину кристаллизационной силы минералов до 100 г/мм^2 . По экспериментальным данным, кристаллизационная сила для квасцов — от 1,6 до 400 мг/мм^2 , а для природного льда — 80 мг/мм^2 .

Изменение минералов

Изменение минералов может происходить еще во время их роста, но полностью оно проявляется уже после их окончательного образования. Изменения могут носить физический, химический и физико-химический характер.

Кристаллы минералов изменяются в результате полиморфных превращений одного и того же химического соединения, при изменении химического состава минерала вследствие диффузии вещества, при замещении одного минерала другим и пр.

При изменении минералов одним из важных процессов является растворение кристаллов, происходящее в условиях ненасыщенного раствора. Как правило, грани растворяющихся кристаллов образуют округлые поверхности, ребра стано-

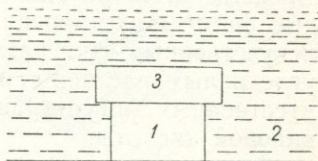


Рис. 17. Схема развития кристалла в минералообразующей среде.

вятся кривыми, а вершины притупляются (рис. 18). Общая закругленность форм, очевидно, связана с тем, что кристалл минерала растворяется наиболее интенсивно именно в вершинах и ребрах.

Растворение минералов может привести либо к полному, либо к частичному исчезновению минерала. В последнем случае останутся так называемые *фигуры растворения*, обычно наблюдающиеся на естественных минералах.

Прежде фигуры растворения пытались расшифровывать при помощи фигур травления, полученных на минералах под действием различных реагентов. В настоящее время фигуры травления используются главным образом для установления химизма растворителя. Так, было установлено, что естественные фигуры растворения на кристаллах кварца аналогичны искусственным фигурам, полученным с помощью горячих углекислых растворов щелочей, и резко отличаются от искусственных фигур травления, полученных при помощи плавиковой кислоты.

Фигуры растворения у разных минералов имеют различный характер и зависят главным образом от химического состава самого минерала и среды, в которой происходило его развитие. Например, на кристаллах алмаза (рис. 18 а, б) фигуры растворения на гранях тетраэдра представлены треугольниками со сторонами, параллельными ребрам октаэдра, а на гранях ромбоэдра кристаллов кварца (рис. 18 в) они имеют вид равнобедренных треугольников, внутренняя часть которых является вогнутой пирамидкой. Фигуры растворения на призматических гранях кристаллов топаза (рис. 18 г) имеют вид вогнутых участков с прямоугольными контурами.

Кристаллографический характер фигур растворения, степень их развития, а также их постепенные переходы в округлые тела помогают установить длительность и интенсивность процесса растворения.

Форма фигур растворения неодинакова и для различных граней одного и того же минерала. Такое явление — следствие общей анизотропии кристаллического вещества.

И. И. Шафрановский, изучая фигуры растворения на кристаллах кварца, топаза, алмаза и турмалина, пришел к выводу об определенной последовательности процесса природного растворения. В ранней стадии растворения на гранях минерала появляются отдельные ямки растворения, приуроченные к наиболее уязвимым точкам кристалла. В результате образуются грани, притупляющие ребра между гранями основных форм*, причем чаще всего они принадлежат к раз-

* Грани, притупляющие основные формы, носят название *перерозонных* и по существу представляют собой плоскости растворения.

ряду complicationных*. Следовательно, растворение идет главным образом по пути притупления ребер и как бы стесывания (закругления) граней по направлению к тем же ребрам. В ходе процесса отдельные фигурки растворения сливаются, прерозийные грани постепенно разрастаются и в ко-

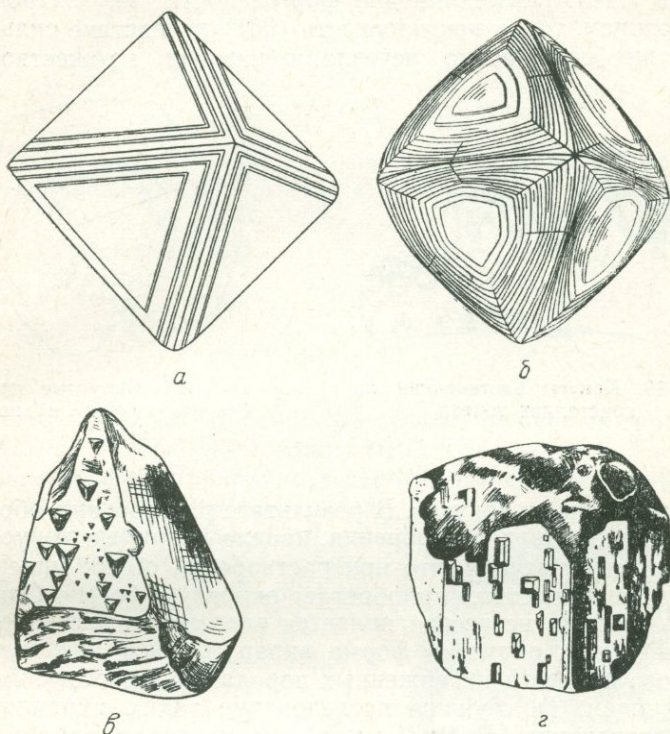


Рис. 18. Фигуры растворения на кристаллах алмаза (а, б), на гранях ромбоэдра кварца (в), на кристаллах топаза (г).

нечном итоге также сливаются в характерные почти правильные конусы растворения.

И. И. Шафрановский на примере кварца и топаза показал, что растворение происходит вокруг наиболее плотной вертикальной оси кристалла, не затрагивая этого направления. Кроме того, концы важнейших осей не притупляются плоскостями растворения, а совпадают с вершинами конусов растворения. У кварца получаются конусы с осями вдоль

* Компlicationные формы характеризуются символами, получающимися путем complicationи, то есть сложения соответствующих символов граней, ребро между которыми притупляет прерозийная грань.

G_3 и трех G_2 . Конусовидные образования соответствуют позднейшей стадии растворения. Степень развития конусов может дать представление о длительности и интенсивности процесса. На рис. 19 изображен кристалл топаза с сильно развитым пинакоидом (001) и обычными вертикальными призмами (120) и (110). Последние две формы почти не затронуты растворением, тогда как плоскость (001) вследствие сильного разъедания совершенно исчезла, образовав множество хо-



Рис. 19. Конусы растворения на кристаллах топаза.

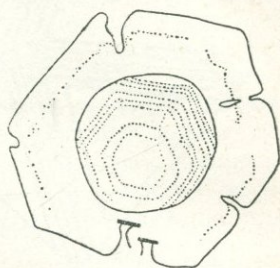


Рис. 20. Округлые кристаллы кварца в порфирах.

ршо выраженных конусов. В результате растворения образуются конечные тела растворения, нацело покрытые конусами.

Выше мы отмечали, что при растворении облик минерала искажается и кристалл приобретает округлую форму. Однако округлая форма не всегда является следствием растворения. Так, например, округлая форма вкрапленников низкотемпературного кварца в изверженных породах ранее объяснялась растворением. Тщательное исследование таких вкрапленников, произведенное Г. Г. Леммлейном, показало, однако, что расположение первичных включений в этом кварце повторяет контуры округлых внешних ограничений его кристаллов (рис. 20), что служит доказательством роста кристаллов с первично закругленными гранями. Но из рис. 20 видно также, что эти включения пересекаются округлыми контурами, которые свидетельствуют о наличии растворения в какие-то средние моменты истории минерала.

Минералы, измененные процессами растворения, попадая в благоприятные условия, могут восстанавливать свою первоначальную форму или залечивать искажения. Этот процесс носит название *регенерации*, или *залечивания*. Особенно наглядно он представлен на кристаллах кварца, которые при изломе могут покрываться регенерированными гранями.

И. И. Шафрановский, изучая регенерацию кварца на плоскостях срастания с кальцитом, пришел к выводу, что ча-

ще всего регенерированные грани отвечают важнейшим формам кварца. Так, исследуя 20 образцов из Приполярного Урала, он получил следующие результаты:

Символ	Наблюдающаяся частота
$10\bar{1}0$	7
$10\bar{1}1$	11
$11\bar{2}1$	10
$20\bar{2}1$	2
$11\bar{2}2$	10
$21\bar{3}1$	3
$21\bar{3}2$	3
$30\bar{3}1$	1

Следовательно, большинство регенерированных граней относится к важнейшим формам. И. И. Шафрановский отметил также, что при регенерации в первую очередь возникают грани, ближе всего ориентированные по отношению к плоскости облома. В процессе дальнейшего роста развиваются наиболее плотные грани (для кварца $10\bar{1}0$ и $10\bar{1}1$), которые перекрывают и уничтожают менее важные, так что, в конце концов, среди регенерированных граней будут присутствовать лишь первостепенные формы.

Таким образом, наличие среди регенерированных граней маловажных форм, а также степень их развития и частота встреч могут служить критерием длительности процесса регенерации.

Большое влияние на минералы оказывают механические воздействия при метаморфогенных процессах. Это механические деформации, приводящие к раздроблению кристаллов. Механические деформации минералов выражаются не только в развитии в них трещиноватости, но и в наличии вторичных включений. Возникшие в результате деформации трещины затем могут залечиваться растущими кристаллами.

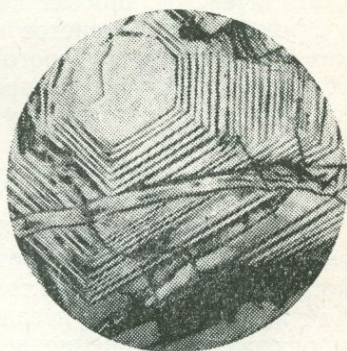


Рис. 21. Реликты зонального строения пирита.

Явления регенерации особенно наглядны в месторождениях кварца, а также у некоторых минералов, находящихся в осадочных породах.

Метаморфогенные процессы часто настолько меняют облик минерала, что прежний облик сохраняется лишь как реликт. Так, для многих колчеданных залежей при травлении агрегата из зерен пирита устанавливается зональное строение, которое и является реликтом некогда единого кристалла (рис. 21).

Псевдоморфозы

При изменении минералов вещества одного химического состава нередко приобретают форму других. Такие образования носят название *псевдоморфоз*.

Псевдоморфозы имеют важное значение для выяснения генезиса минеральных образований, а также для решения некоторых практических вопросов. Известно, например, что в верхних горизонтах земной коры (в зоне окисления) происходит разрушение минералов с образованием псевдоморфоз как по самим первичным минералам, так и по каким-либо характерным элементам кристалла. Так, строение бурых железняков, возникающих на месте цинковых руд, довольно часто ячеистое, причем каждая ячейка в плане имеет форму ромба. Это ячеистое образование можно рассматривать как псевдоморфозу бурого железняка по спайности цинковой обманки, спайность которой по ромбическому додекаэдру представляла хорошие пути для циркуляции растворов. По этим трещинам спайности на первом этапе происходило отложение вещества, которое как бы «консервировало» спайность цинковой обманки.

Различают псевдоморфозы *превращения, вытеснения и заполнения*. Псевдоморфозы превращения образуются тогда, когда растворение и отложение происходят одновременно. Так же возникают и псевдоморфозы вытеснения. При псевдоморфозах превращения вещество минерала, который подвергается псевдоморфному замещению, частично сохраняется. При псевдоморфозах вытеснения замещаемый и замещенный минералы совсем не имеют общих составных частей. Псевдоморфозы заполнения образуются, когда возникают пустоты, занимавшиеся ранее кристаллами выщелоченного вещества. Практически псевдоморфозы заполнения и вытеснения почти невозможно различить.

Наиболее полно псевдоморфозы изучены И. Р. Блюмом, а для месторождений России — П. В. Еремеевым. Примеры некоторых псевдоморфоз приведены на рис. 22 и 23 и в таблице 1.



Рис. 22. Замещение древесины кремнеземом.

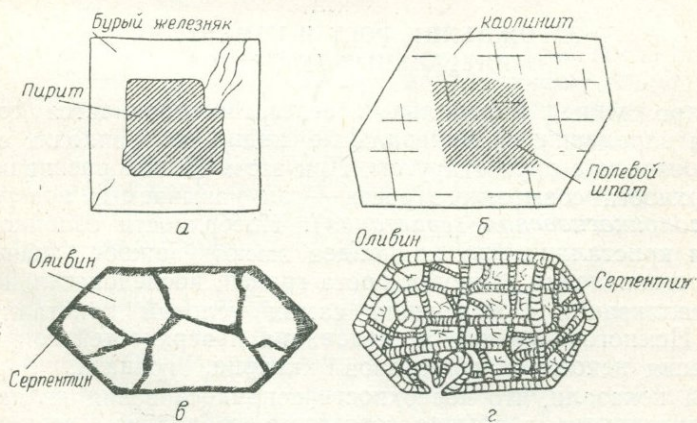


Рис. 23. Псевдоморфозы по некоторым минералам:
 а — бурого железняка по пириту; б — каолинита по полевоому шпату;
 в, г — серпентина по оливиному.

Псевдоморфозы некоторых минералов

Название минерала	По какому минералу образует псевдоморфозу	Название минерала	По какому минералу образует псевдоморфозу
Кварц	Бариту	Марказит	Пириту
	Кальциту		Галениту
	Пириту		Сфалериту
	Флюориту		Халькопириту
Гематит	Кальциту	Флюорит	Кальциту
Касситерит	Ортоклазу		Бариту
Бурый железняк	Пириту	Сфалерит	Галениту
	Сфалериту		Флюориту
	Гематиту		Пироморфиту
	Магнетиту		Галениту
Халькозин	Галениту	Каолинит	Ортоклазу
Пирит	Галениту		Слюдам
Ковеллин	Халькозину		Бериллу
	Халькопириту		Топазу
	Блеклой руде		

ЗАРОЖДЕНИЕ, РОСТ И ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

Зарождение минеральных агрегатов начинается тогда, когда зародившиеся минеральные индивиды приходят в соприкосновение друг с другом. При этом на них развиваются поверхности совместного роста — так называемые *поверхности соприкосновения (срастания)*. Поверхности соприкосновения кристаллических индивидов имеют важное значение для установления скорости роста граней, последовательности кристаллизации и выяснения самих условий кристаллизации. Немногочисленные исследования поверхностей соприкосновения некоторых минералов (кварца, граната, барита и др.) показали, что поверхности соприкосновения являются не случайными, а обычно соответствуют важным граням.

В поверхностях соприкосновения, образованных соседними кристаллами, выделяют псевдограницы, псевдорезы, индукционные ребра и индукционные грани (рис. 24).

1. *Псевдогрань* — поверхность соприкосновения, обусловленная соотношением скоростей роста двух кристаллов. Эта поверхность образуется в результате передвижения ребра, получающегося при пересечении граней одного и другого кристалла. Псевдогрань может быть плоской, искривленной, извилистой.

2. *Псевдорребро* является границей между двумя псевдогранями.

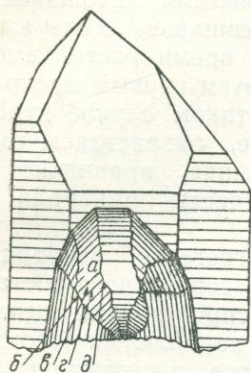


Рис. 24. Поверхности соприкосновения кристаллов.

а — псевдогрань; б, д — псевдорребра; в — индукционная грань; г — индукционное ребро.

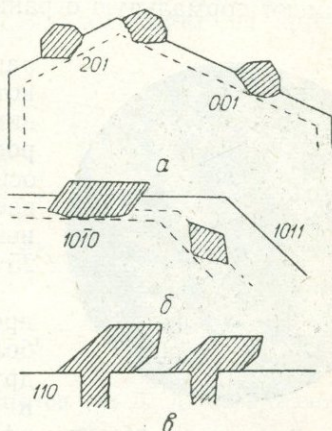


Рис. 25. Возрастные отношения минералов при одновременном (а) и разновременном (б, в) прекращении роста.

3. *Индукционные грани* соответствуют отдельным плоским поверхностным участкам, обычно покрывающим общую поверхность псевдогрань. В случае двух одновременно растущих кристаллов псевдогрань приобретает штриховку, отвечающую пересечениям индукционных граней. Среди индукционных граней различают *индуктирующие* — присущие данному кристаллу и влияющие на общую поверхность, и *индуктируемые* — являющиеся как бы отпечатками соседнего кристалла.

4. *Индукционное ребро* — граница между двумя индукционными гранями одной и той же псевдогрань.

В соприкасающихся индивидах зарождение и рост данного минерала может происходить одновременно с соседними или не совпадать с зарождением и ростом соседних минералов.

Первый случай полностью определяется законом геометрического отбора (см. стр. 17).

Если зарождение и рост данного минерала не совпадают с зарождением и ростом соседних минералов, между ними могут быть следующие соотношения:

1) Исследуемый кристалл зарождается на ранее появившемся, развивается вместе с ним и одновременно с ранее появившимся кристаллом прекращает рост. В этом случае кристаллы в результате совместного роста соприкасаются индукционными гранями, а в остальных частях остаются свободными и имеют нормальную огранку (рис. 25 а).



Рис. 26. Дендритовые образования галенита в сфалерите. Ув. в 120 раз.

2) Кристалл, зарождаясь на ранее возникшем минерале, некоторое время растет вместе с ним, а затем первым прекращает рост. В таком случае кристалл-основание, разрастаясь, охватывает внешние, правильно ограненные части минерала (рис. 25 б, в).

Из агрегатов, возникших в процессе совместного роста, наиболее распространены дендриты, друзы, параллельно-шестоватые и натечные агрегаты, а также сферолиты.

Дендриты — кристаллические образования, имеющие древовидную форму (рис. 26).

Причину образования дендритовых форм различные исследователи рассматривают по-разному. Так, А. В. Шубников объясняет возникновение дендритовых форм тем, что при кристаллизации в тонком слое легко подвижной жидкости концентрационные потоки не перемешивают раствора и рост обеспечивается пересыщением, непрерывно поддерживаемым за счет быстрого испарения. Д. Д. Саратовкин считает, что дендритовые формы, как и вообще скелетные кристаллы, образуются только благодаря наличию примесей в жидкости, из которой происходит кристаллизация.

На рис. 27 представлен рост кристалла в определенном направлении. Здесь участок грани AB при росте переместится до положения A_1B_1 и оттеснит все примеси, находящиеся в растворе в объеме ABB_1A_1 . Эти примеси скопятся на участке A_1B_1 . На участке грани D_1B_1 примесей скопится меньше, так как точка D , перейдя в положение D_1 , оттеснит меньшее количество примеси, чем, например, точка B . Таким образом, вершина кристалла будет более свободна от примесей, чем середина грани, и кристалл начнет расти в направлении вершины, создавая дендрит.

В настоящее время большинство исследователей разделяет точку зрения Д. Д. Саратовкина.

Друзы (щетки) представляют собой группу кристаллов, выросших одним концом на общем основании.

Аналізу вопросов, связанных с развитием друз, много внимания уделил Д. П. Григорьев, который установил основные закономерности их формирования в зависимости от конкретных условий минералообразования.

Формирование друз обусловлено тремя причинами: формой кристаллических зародышей, действием на зародыши

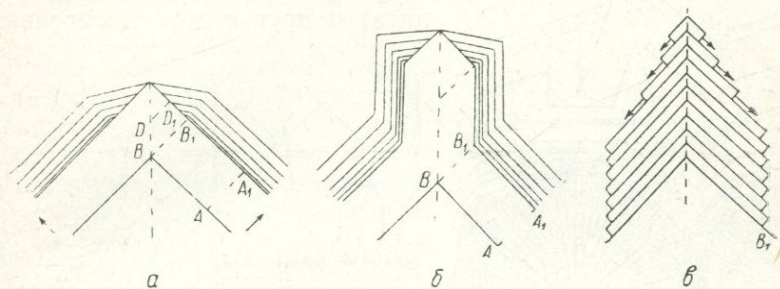


Рис. 27. Схема образования дендритов (по Д. Д. Саратовкину).

минералов субстрата, где они располагаются, и взаимодействием зародышей во время их последующего роста.

По А. В. Шубникову, форма кристаллических зародышей влияет на образование друз в том случае, когда зарождение минерала происходит в растворе над поверхностью субстрата, куда зародыши затем опускаются. При этом зародыши ложатся главным образом на максимально развитые грани. В опытах А. В. Шубникова по выращиванию кристаллов квасцов, которые представляют собой комбинацию господствующих граней октаэдра, подчиненных граней куба и слабо развитых граней ромбододекаэдра, количество кристаллов, лежащих на поверхности субстрата, для отмеченных выше граней выражается отношением 10 000:100:1. Следовательно, в друзах ориентировку кристаллов определяют максимально развитые грани. В большинстве случаев они параллельны плоскости нарастания.

Влияние субстрата сказывается главным образом во взаимодействии зарождающихся и слагающих субстрат минералов. При этом наиболее благоприятным случаем является такой, когда субстрат состоит из того же минерала, который кристаллизуется, так как кристаллы субстрата служат затравками для возникающих кристаллов.

Взаимодействие между кристаллами в период их дальнейшего роста определяется законом геометрического отбора.

Геометрическая схема роста разноориентированных зародышей кристаллов и реализации закона геометрического отбора приведена на рис. 1 (стр. 17), а для конкретного случая нарастания кварца на сферолиты халцедона — на рис. 28. Здесь

показана последовательность нарастания кристаллов, различно ориентированных по отношению к субстрату (поверхность сферолита) и друг к другу (очертания

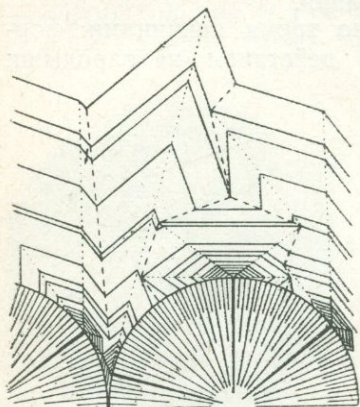


Рис. 28. Нарастание кварца на сферолиты халцедона.

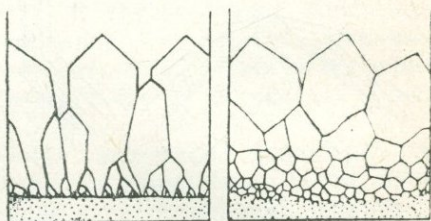


Рис. 29. Схема строения друз. а — друзы нарастания; б — друзы перекристаллизации.

кристаллов приняты приближающимися к формам кварца).

Как показал Г. Г. Леммлейн, убывание числа кристаллов, вырастающих в друзах на определенную высоту, при реализации закона геометрического отбора подчиняется математическим закономерностям. Для случайно расположенных кристаллов тимола ($C_{10}H_{14}O$), а также кристаллов в форме игл, квадратов и ромбов (с углами в 60 и 120°) эти закономерности показаны на рис. 2 (стр. 17). Как видно из графика, число зародышей сначала сильно сокращается, затем кривая перегибается и темп уменьшения зародышей резко снижается.

Но кроме роста из случайно расположенных зародышей, друзы часто возникают на готовых затравках и на ориентирующем субстрате. Так, друзы кварца в месторождениях Вольни выросли из халцедона (рис. 28), волокна которого являлись упорядоченно расположенными затравками для кварца. Образование друз на ориентирующем субстрате наблюдается при эпитактических срастаниях минералов.

Различают два типа друз: друзы нарастания и друзы перекристаллизации (рис. 29).

Для друз нарастания характерно наличие определенной поверхности вмещающей породы, на которую нарастают минералы, и каждый из входящих в друзу кристаллов начинает свой рост от этой поверхности. Образование друз нарастания совершается при кристаллизации привносимого растворами вещества в свободном пространстве, когда происходит совместный, групповой рост кристаллов и развитие индивидов определяется законом геометрического отбора.

В друзах перекристаллизации наблюдается непрерывный переход от вмещающей породы к друзе через зону постепенно укрупняющихся индивидов, представленных зернами того же минерала, соприкасающимися друг с другом индукционными поверхностями. Друзы перекристаллизации образуются под воздействием растворов, вызывающих перекристаллизацию вещества минералов вмещающей породы. При этом мелкие кристаллы растворяются, а за счет их вещества растут крупные.

Пространство для свободного роста друз создается тектоническими движениями, предварительным растворением породы с образованием в ней полостей, одновременным выносом части кристаллизующегося вещества.

Параллельно-шестоватые агрегаты широко развиты в природе. Минералы, образующие их, часто имеют важное практическое значение (хризотил-асбест, гипс и др.). Они сложены шестоватыми волокнистыми индивидами, расположенными в параллельном положении.

Параллельно-шестоватые агрегаты обычно являются завершающей, третьей стадией группового роста минералов, сменяющей стадию роста отдельных кристаллов и стадию друзового роста (рис. 30).

При кристаллизации в стадию параллельно-шестоватого роста на обеих стенках жилы развиваются параллельно-шестоватые агрегаты, заполняющие жилу только отчасти или дорастающие навстречу друг другу до заполнения жилы нацело. Обычно разные части жилы по-разному заполнены минералами.

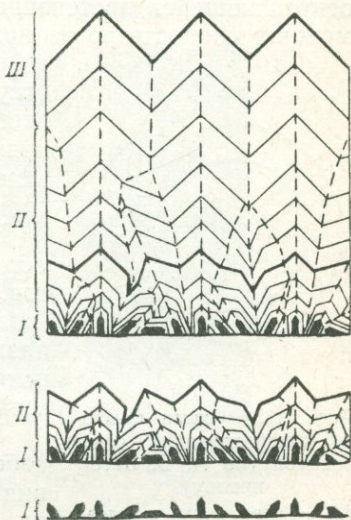


Рис. 30. Диаграмма стадий группового роста минералов. I — рост отдельных кристаллов; II — стадия друзового роста; III — стадия параллельно-шестоватого роста.

Приблизительно так же можно объяснить и образование параллельно-волокнистых агрегатов.

Д. П. Григорьев выделяет два типа параллельно-шестоватых агрегатов: 1) возникающие свободной кристаллизацией в открытой трещине (они описаны выше) и 2) образующиеся в условиях стесненной кристаллизации в приоткрывающейся трещине. Агрегаты второго типа формируются в трещине, приоткрывающейся постепенно, со скоростью, меньшей, чем возможная скорость роста кристаллов по любому кристаллографическому направлению.

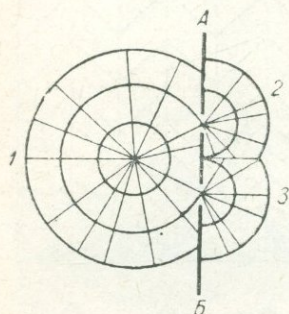


Рис. 31. Схема опыта по кристаллизации сферолитов (по А. В. Шубникову).

АВ — перегородка с отверстиями; 2, 3 — новые сферолиты, полученные при расщеплении луча начального сферолита (1).

В связи с отсутствием свободного пространства рост в этом случае идет без образования головок кристаллов и агрегат к моменту окончания роста заполняет трещину от стенки до стенки.

Натечные агрегаты — своеобразные формы минеральных агрегатов. К ним относятся почковидные и гроздевидные агрегаты, а также так называемые «стеклянные головы» — натечные агрегаты с гладкой блестящей поверхностью.

Натечные агрегаты представляют собой отдельные сферические выделения минерала (*сферолиты*), а также их сростки, возникшие в результате постепенного выделения из притекающих растворов на поверхности уже отложившегося минерала либо путем

раскристаллизации гелей. Сферолиты обычно имеют радиально-лучистое строение.

Как доказано лабораторными исследованиями А. В. Шубникова, сферолиты могут возникать двумя путями: из группы различно ориентированных кристаллов, разрастающихся в результате реализации закона геометрического отбора, и при росте одиночного расщепляющегося кристалла. Для иллюстрации второго пути образования сферолитов А. В. Шубников произвел следующий опыт. На пути роста сферолита ставилась перегородка с отверстиями. Лучи сферолита проходили через отверстия и за перегородкой служили центрами образования новых сферолитов (рис. 31).

В развитии сферолитов различается две стадии: 1) когда отдельные сферолиты еще не пришли в соприкосновение друг с другом и 2) когда возникают и разрастаются агрегаты сферолитов.

Групповой рост сферолитов подчиняется закону геометрического отбора, который Д. П. Григорьев формулирует так:

«Если центр роста сферолита расположен ниже линии, соединяющей центры роста его ближайших растущих соседей, то этот сферолит рано или поздно прекратит рост из-за захвата пространства его соседями». Поэтому при групповом росте одни сферолиты разрастаются до крупных выделений и создают окончательную поверхность агрегата, а другие постепенно прекращают рост из-за отсутствия свободного пространства.

Агрегаты минералов и их индивиды в периоды зарождения, роста и особенно после полного сформирования подвер-

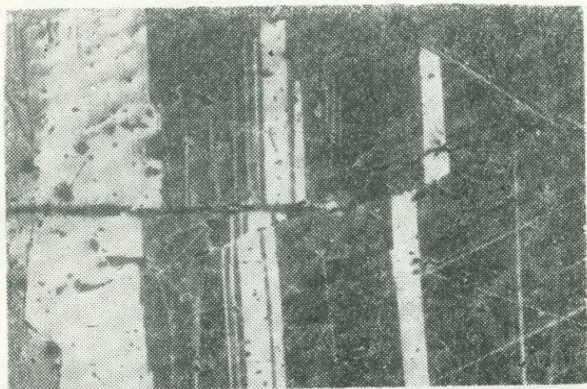


Рис. 32. Микросбро́сы в полисинтетических двойниках сфалерита. Ув. в 86 раз (по А. Д. Генкину).

жены процессам изменения. Эти изменения носят физический, химический и физико-химический характер и выражаются в перекристаллизации, механических деформациях, замещении и растворении, а также в полиморфных превращениях.

Перекристаллизация агрегатов минералов заключается в том, что на месте первоначальных агрегатов появляются новые. Перекристаллизация обычно наблюдается при метаморфогенных процессах, когда под влиянием значительного давления и повышения температуры вещество минералов деформируется, в результате чего появляются центры новой кристаллизации. В начале процесса перекристаллизации возникают очень тонкозернистые агрегаты, а затем размер зерен постепенно увеличивается.

Обычно перекристаллизация связана с послерудными нарушениями, секущими минеральные тела, и с явлениями регионального метаморфизма. В первом случае минералы, наиболее легко поддающиеся пластическим деформациям (галенит, антимонит, халькопирит и др.), подвергаются процессу грануляции (перекристаллизуются в тонкозернистые массы) без признаков дробления. Часто в них наблюдаются типичные микросбро́сы (рис. 32) и двойники скольжения

(рис. 33). Более твердые минералы (пирит, арсенопирит, кварц и др.) испытывают хрупкие деформации (катаклаз), в результате которых становятся трещиноватыми и дробятся (рис. 34).

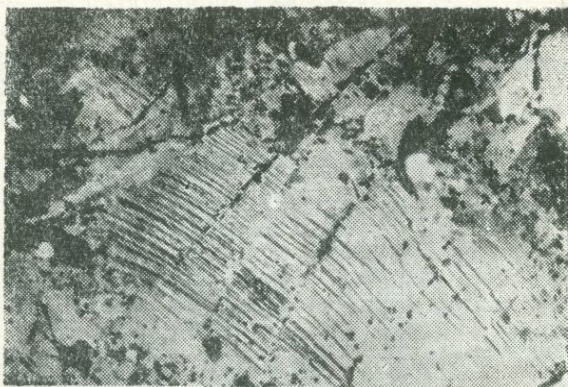


Рис. 33. Двойники скольжения в крупном кристаллическом зерне сфалерита. Ув. в 85 раз (по А. Д. Генкину).

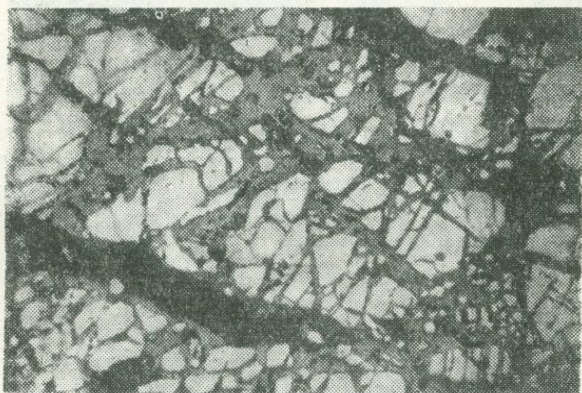


Рис. 34. Катаклазированный пирит (белое); сцементированный и частично замещенный халькопиритом (серое); черное — кварц. Ув. в 40 раз (по А. Д. Генкину).

Перекристаллизация агрегатов вследствие регионального метаморфизма, как указывает Т. Н. Шадлун, в близповерхностных зонах происходит при явно преобладающем направленном давлении (*стрессе*); в более глубоких зонах — в условиях всестороннего сжатия, повышенной температуры и участия метаморфических растворов. В первом случае в минеральных

агрегатах сохраняется ориентированное расположение индивидов: сланцеватое, гнейсовидное и полосчатое (рис. 33), а во втором, как правило, происходит полная перегруппировка, в результате чего стираются следы действия одностороннего давления. Исключение составляют минеральные агрегаты первично-осадочного происхождения, в которых в результате полной перекристаллизации изменяется первичный минеральный состав и первичная слоистость сохраняется лишь в виде реликтов.

В коллоидных образованиях, состоящих как из аморфных, так и из кристаллических агрегатов, неизбежно

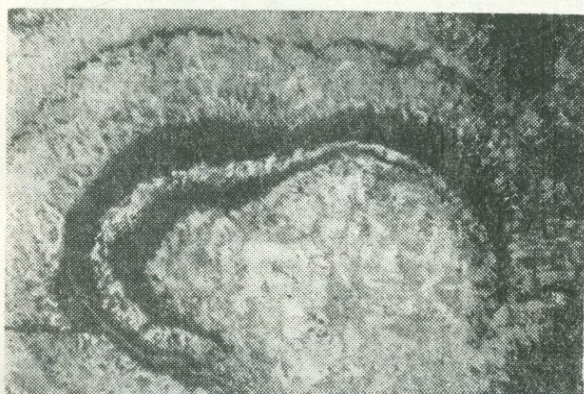


Рис. 35. Почковидное образование молибденита (светлое) с чередованием зон различной зернистости. Черное — кварц. Ув. в 85 раз (по В. А. Вахрушеву).

совершается собирательная кристаллизация (перекристаллизация), идущая параллельно с синерезисом. Она приводит к превращению коллоидных агрегатов в микро- и макрокристаллические, получившие название *мегаколлоидов*.

В натечных образованиях, возникших первоначально из коллоидных растворов, можно наблюдать, что разные концентрические зоны отличаются друг от друга степенью зернистости, возникшей в результате перекристаллизации (рис. 35).

Замещение одних минералов другими — довольно распространенное явление как в период образования агрегатов минералов, так и после их сформирования.

Основные пути замещения, по А. Д. Генкину, — разъедание ранних минералов без сохранения или с сохранением их реликтовых форм, замещение с образованием новых химических соединений, диффузионное замещение путем обмена ионов между твердым минеральным веществом и раствором,

растворение с последующим заполнением возникающих полостей новообразованиями, формирование метакристаллов в твердых средах.

Разъедание ранних минералов в большинстве случаев происходит под влиянием остаточных растворов, изменяющих



Рис. 36. Раздробленные зерна пирита (белое) в массе халькопирита (серое). Халькопирит выполняет серию параллельных трещин. Ув. в 85 раз (по Т. Н. Шадлун).



Рис. 37. Замещение манганита (серое) пиролюзитом (белые каймы со спайностью). Ув. в 165 раз. (по П. Ф. Андрущенко).

свой состав в процессе минералообразования; при этом замещаемый минеральный агрегат переходит в раствор и может принять участие в последующем минералообразовании, а частично остаться в виде реликта.

Замещению благоприятствует наличие густо расположенных пересекающихся трещин (рис. 36), двойниковых швов,

контактов зерен. Этот процесс обычно начинается в периферии и постепенно или резко (рис. 37) переходит в незатронутую замещением часть.

Замещение с образованием новых химических соединений проявляется в так называемых *реакционных каймах*, возни-

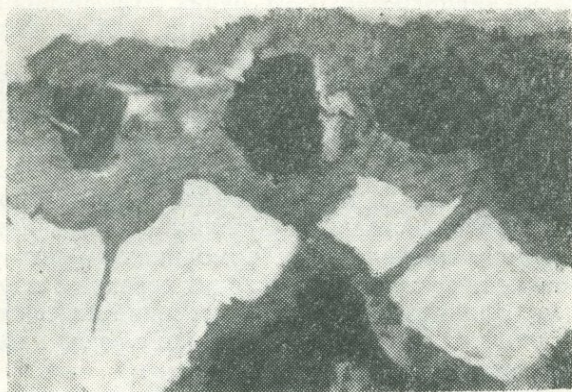


Рис. 38. Реакционная кайма медистой платины (серое) вокруг зерен хромита (темно-серое). Ув. в 100 раз (по А. Г. Бетехтину).



Рис. 39. Соотношение сфалерита и станнина. Двойниковые пластинки станнина служат продолжением двойниковых пластинок сфалерита. Ув. в 165 раз (по А. Д. Генкину).

кающих в результате воздействия растворов на ранее образованные минералы (рис. 38). Характерной особенностью новообразований, возникших подобным путем, является то, что в их состав входят как унаследованные составные части, так и привнесенные извне.

При диффузионном замещении между минералами и раствором происходит обмен ионами или атомами; при этом де-

тали внутреннего строения зерен замещаемого агрегата часто сохраняются. В станнине сульфидно-касситеритовых руд, например, часто наблюдаются полисинтетические двойники, унаследованные от замещенного сфалерита (рис. 39). Такие же соотношения — между сфалеритом и заместившим его халькопиритом в свинцово-цинковых рудах. Диффузионное замещение между отмеченными минералами объясняется близостью их кристаллических структур.

Растворение с последующим заполнением возникающих полостей новообразованиями и возникновение метакристаллов связано с явлениями *метасоматоза*, которые мы рассмотрим в разделе, посвященном процессам минералообразования.

Полиморфные превращения наблюдаются в агрегатах минералов, состоящих из полиморфных модификаций, устойчивых при определенных термодинамических условиях. С изменением этих условий происходит переход в другие полиморфные модификации. При этом строение агрегатов сохраняется или уничтожается. Последнее чаще всего наблюдается при перекристаллизации.

Кроме термодинамических условий, на полиморфные превращения влияет химический характер среды. Так, стабилизирующее влияние на арагонит оказывает стронций, и при значительном содержании его в растворе арагонит становится устойчивой модификацией. Повышение кислотности раствора благоприятствует образованию марказита, а не пирита.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Минералогия, в. I—II, 1910—1912.
- Вертушков Г. Н. Влияние силы тяжести на рост и растворение кристаллов в природе. ЗВМО, № 4, 1958.
- Генкин А. Д. Признаки замещения минералов в рудах. В кн. «Текстуры и структуры руд». Изд. АН СССР, 1958.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
- Григорьев Д. П. и Гамзулова И. Я. Параллельно-шестоватый кварц с верховьев Аварского Койсу в Дагестане. ДАН СССР, т. 101, № 2, 1955.
- Григорьев Д. П. и Капитонов М. Д. Два типа друз минералов. ДАН СССР, т. 89, № 3, 1953.
- Григорьев Д. П. и Шафрановский И. И. Эпитаксиальное нарастание кварца на полевой шпат. ЗВМО, № 4, 1946.
- Иванов С. Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. ЗВМО, № 2, 1950.
- Икорникова Н. Ю. К морфологии брукита. ЗВМО, № 4, 1948.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Гостехиздат Украины, 1951.
- Леммлейн Г. Г. Наблюдения над скрученными кварцами. Изв. АН СССР, отд. мат. и ест. наук, 1937.
- Леммлейн Г. Г. Об ориентировке кристаллов кварца в альпийского типа жилах на Урале. ДАН СССР, т. 22, № 1, 1939.
- Леммлейн Г. Г. Процесс геометрического отбора в растущем агрегате кристаллов. ДАН СССР, т. 48, № 3, 1945.

Леммлейн Г. Г. О нарастании кварца на халцедон. Сб., посв. акад. Д. С. Белянкину. Изд. АН СССР, 1946.

Леммлейн Г. Г. О происхождении кварцев с «белой полоской». Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.

Леммлейн Г. Г. Секторное строение кристаллов. Изд. АН СССР, 1948.

Михеев В. И. и Шафрановский И. И. О совпадении теоретических и генетических типов цинковой обманки. ЗВМО, № 4, 1948.

Саратовкин Д. Д. Дендритная кристаллизация. Металлургиздат, 1957.

Ферсман А. Е. Письменная структура пегматитов и причины ее возникновения. Изв. АН, т. 9, № 12, 1915.

Ферсман А. Е. Элементы разграничения двух одновременно кристаллизующихся веществ. ДАН СССР, сер. А, № 7—8, 1922.

Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд. АН СССР, 1940.

Ферсман А. Е. К геолого-минералогическому обследованию Сакского озера. Избр. труды. Изд. АН СССР, 1958.

Франк-Каменецкий В. А. Минералогия и кристаллография барита из жил в верховьях реки Кубани. ЗВМО, № 1, 1951.

Франк-Каменецкий В. А. Ориентированные вроски кристаллов халькопирита и куприта в барите из Индышской жилы (Сев. Кавказ). Учен. зап. Ленингр. ун-та, № 45, 1940.

Франк-Каменецкий В. А. Строение поверхностей срастания кристаллов барита. ЗВМО, № 3, 1948.

Франк-Каменецкий В. А. О последовательности природной кристаллизации барита. ЗВМО, № 3, 1949.

Черепанов В. А. Некоторые закономерности морфологии, строения и замещения в агрегатах малахита из уральских месторождений. ЗВМО, № 3, 1951.

Шадлун Т. Н. Катаклиз и пластическая деформация рудообразующих минералов. В кн. «Текстуры и структуры руд». Изд. АН СССР, 1958.

Шафрановский И. И. и Григорьев Д. П. О поверхностях соприкосновения кристаллических индивидов. ЗВМО, № 3, 1948.

Шафрановский И. И. и Мокиевский В. А. Условия роста, геометрии и симметрии скелетных кристаллов. ЗВМО, № 2, 1956.

Шубников А. В. Как растут кристаллы. Изд. АН СССР, 1935.

Шубников А. В. Образование кристаллов. Изд. АН СССР, 1947.

РАЗДЕЛ II

ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ И ИХ СОВОКУПНОСТЕЙ

Минеральные индивиды, о которых говорилось выше, при всем своем многообразии и различии свойств могут иметь одинаковый химический состав и кристаллическую структуру. Минеральные индивиды с одинаковым химическим составом и кристаллической структурой образуют *минеральные виды*. Следовательно, минеральные виды всегда представлены минеральными индивидами. В настоящее время насчитывается около 2000 минеральных видов.

Наряду с минеральными видами определенного состава, например NaCl , PbS и др., существуют минеральные виды переменного состава, являющиеся изоморфными смесями. Отдельные исследователи даже считали, что такие образования нельзя рассматривать в качестве единых минеральных видов. Так, А. К. Болдырев для изоморфных рядов, крайними членами которых являются A и B , выделяет три минеральных вида: крайние A и B как чистые минеральные виды и минеральный вид промежуточного состава AB , охватывающий середину ряда с границами содержания A и B от 25 до 75 мол.%. При наличии в ряду трех непрерывно смешанных компонентов A , B и C устанавливается 7 видов: A , B , C , AB , AC , BC и ABC .

Такой статистический подход к минеральному виду не отражает особенностей природных объектов. Поэтому необходимо уточнить приведенное выше определение минерального вида и под ним понимать *совокупности минеральных индивидов однотипной структуры и состава, изменяющегося в определенных естественных пределах*. Иначе говоря, индивиды, характеризующиеся непрерывным изоморфизмом, должны быть отнесены к одному минеральному виду, а отдельные члены этого ряда, — либо к синонимам, либо к разновидностям данного вида.

Основными составными частями вида являются атомы химических элементов, определяющие его главные особенности.

Периодическая таблица Д. И. Менделеева

Периоды	п о д г р у н п н б																																																																				
	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa	VIII				IB	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	O																																																		
1	<table border="1" style="width:100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td rowspan="2" style="width: 10%; text-align: center;">1</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">H</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">He</td> <td colspan="14" rowspan="2" style="text-align: center;"> <table border="1" style="width:100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 15%;">Порядковый номер</td> <td colspan="2">Строение внешних электронных орбит</td> <td rowspan="2" style="width: 15%;">Символ элемента</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Заряд</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Размер радиусов</td> <td rowspan="2" style="width: 15%;">Координационные числа</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Кларк (г/т)</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Атомный вес</td> </tr> <tr> <td colspan="2"></td> <td colspan="2"></td> </tr> </table> </td> <td style="width: 10%; text-align: center;">2</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">1s²</td> </tr> <tr> <td></td> <td style="text-align: center;">1,00797</td> <td style="text-align: center;">4,0026</td> <td colspan="14"></td> <td style="text-align: center;">(H)</td> <td style="text-align: center;">He</td> <td style="text-align: center;">0,122</td> <td style="text-align: center;">0,01</td> </tr> </table>																1	H	He	<table border="1" style="width:100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 15%;">Порядковый номер</td> <td colspan="2">Строение внешних электронных орбит</td> <td rowspan="2" style="width: 15%;">Символ элемента</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Заряд</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Размер радиусов</td> <td rowspan="2" style="width: 15%;">Координационные числа</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Кларк (г/т)</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Атомный вес</td> </tr> <tr> <td colspan="2"></td> <td colspan="2"></td> </tr> </table>														Порядковый номер	Строение внешних электронных орбит		Символ элемента	Заряд	Размер радиусов	Координационные числа	Кларк (г/т)	Атомный вес					2	1s ²		1,00797	4,0026															(H)	He	0,122	0,01
1	H	He	<table border="1" style="width:100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 15%;">Порядковый номер</td> <td colspan="2">Строение внешних электронных орбит</td> <td rowspan="2" style="width: 15%;">Символ элемента</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Заряд</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Размер радиусов</td> <td rowspan="2" style="width: 15%;">Координационные числа</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Кларк (г/т)</td> <td rowspan="2" style="width: 10%;">Атомный вес</td> </tr> <tr> <td colspan="2"></td> <td colspan="2"></td> </tr> </table>															Порядковый номер	Строение внешних электронных орбит															Символ элемента	Заряд	Размер радиусов							Координационные числа	Кларк (г/т)	Атомный вес					2	1s ²																		
	Порядковый номер	Строение внешних электронных орбит															Символ элемента	Заряд	Размер радиусов	Координационные числа	Кларк (г/т)	Атомный вес																																															
	1,00797	4,0026															(H)	He	0,122	0,01																																																	
2	3	4	5	6					7	8	9	10					11	12	13	14																																																	
	Li	Be	B	C					N	O	F	Ne					Na	Mg	Al	Si																																																	
	6,939	9,0122	10,811	12,01115					14,0067	15,9994	18,9984	20,183					22,9898	24,312	26,9815	28,086																																																	
3	11	12	13	14					15	16	17	18					19	20	21	22																																																	
	Na	Mg	Al	Si					P	S	Cl	Ar					K	Ca	Sc	Ti																																																	
	22,9898	24,312	26,9815	28,086					30,9738	32,064	35,453	39,948					39,102	40,08	44,956	47,90																																																	
4	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37																																																		
	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	Rb																																																		
	39,102	40,08	44,956	47,90	50,942	51,996	54,938	55,847	58,9332	58,71	63,54	65,37	69,72	72,59	74,9216	78,96	79,909	83,80	85,47																																																		
5	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55																																																		
	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	Cs																																																		
	85,47	87,62	88,905	91,22	92,906	95,94	[97]	101,07	102,905	106,4	107,870	112,40	114,82	118,69	121,75	127,60	126,9044	131,30	132,905																																																		
6	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73																																																		
	Cs	Ba	La*	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	Fr																																																		
	132,905	137,34	138,91	178,49	180,948	183,85	186,2	190,2	192,2	195,09	196,967	200,59	204,37	207,19	208,980	[210]	[210]	[222]	[223]																																																		
7	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105																																																		
	Fr	Ra	Ac**																																																																		
	[223]	[226]	[227]																																																																		

* Лантаноиды

58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
140,12	140,907	144,24	[147]	150,35	151,96	157,25	158,924	162,50	164,930	167,26	168,934	173,04	174,97

** Актиноиды

90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103
Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	E	Fm	Mv	No	
232,038	[231]	238,03	[237]	[242]	[243]	[247]	[247]	[249]	[254]	[253]	[256]	[255]	

По современным представлениям, атом состоит из тяжелого ядра и вращающихся вокруг него легких электронов.

Масса ядра в абсолютных числах настолько незначительна, что в 1 г вещества содержится $3 \cdot 10^{21}$ самых тяжелых ядер.

Размеры ядра не превышают $1 \cdot 10^{-12}$ — $1 \cdot 10^{-13}$ см. Ядро состоит из положительно заряженных протонов с массой $1,672 \cdot 10^{-24}$ г и зарядом $4,803 \cdot 10^{-10}$ электростатических единиц и незаряженных нейтронов с массой $1,675 \cdot 10^{-24}$ г. Электроны имеют массу $9,108 \cdot 10^{-28}$ г и отрицательный заряд $4,803 \cdot 10^{-10}$ электростатических единиц.

От количества протонов и нейтронов зависит атомный вес элемента. Количество протонов ядра соответствует номеру химического элемента в периодической системе и возрастает от 1 (водород) до 103 (лоренций). Количество нейтронов ядра может меняться от 0 до 146. Поэтому в одной и той же клетке периодической системы может размещаться несколько атомов с разными атомными весами. Такие элементы называются *изотопами*. Чем больше нейтронов в элементе, тем он тяжелее (*тяжелые изотопы*).

Свойствами ядра определяются важнейшие особенности атомов и прежде всего их устойчивость.

Для образования минералов исключительное значение имеют электроны, вращающиеся вокруг ядра, так как их свойства, характер распределения в атоме и энергетическое состояние обуславливают способность атомов вступать в соединение. Количество электронов атома равно количеству протонов — от 1 до 103.

Состояние электрона определяется четырьмя квантовыми числами: n , l , m_l и m_s .

n — главное квантовое число, имеющее в различных атомах значения 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7. Соответственно этому числу в атомах образуется до семи электронных слоев, или групп (оболочек), обозначаемых цифрами, а также буквами K , L , M , N , O , P , Q .

Число оболочек в каждом периоде таблицы Менделеева соответствует номеру периода (табл. 2)*.

l — второе квантовое число, выражающее вращение орбиты электрона вокруг ядра. Значение l изменяется от 0 до $n-1$ и при различных n может иметь значения, показанные в таблице 3.

В зависимости от l происходит распределение электронов по подгруппам, которые обозначаются согласно спек-

* В приводимую нами таблицу М. М. Сливко внес также данные о строении внешних электронных орбит, заряде, размерах радиусов, координационных числах и среднем содержании в земной коре (*кларк*) в г/т.

Таблица 3

Второе квантовое число (l) при разных значениях n
(в скобки взяты значения, неизвестные в периодных атомах)

n	l
1	0
2	0 и 1
3	0, 1 и 2
4	0, 1, 2 и 3
5	0, 1, 2, 3 (и 4)
6	0, 1, 2 (3, 4 и 5)
7	0, (1, 2, 3, 4, 5 и 6)

ральным термам символами: $s(l=0)$; $p(l=1)$; $d(l=2)$; $f(l=3)$. Максимальные числа электронов в этих подгруппах различны: для $s=2$, для $p=6$, для $d=10$, для $f=14$.

m_l — магнитный момент электрона, изменяющийся от $-l$ до $+l$ (табл. 4).

Таблица 4

Изменение магнитного момента электрона (m_l)
при разных значениях l

l	m_l
0 (s -электроны)	0
1 (p -электроны)	1, 0, + 1
2 (d -электроны)	-2, - 1, 0, + 1, + 2
3 (f -электроны)	-3, -2, -1, 0, + 1, +2, +3

m_l показывает распределение электронов по электронным ячейкам.

m_s — магнитное спиновое число, или спин, выражающее вращение электрона «вокруг своей оси». Оно имеет значение $+\frac{1}{2}$ или $-\frac{1}{2}$ и указывает на количество электронов в каждой ячейке. В электронной ячейке может быть либо один неспаренный, или холостой, электрон (\downarrow), либо два со спинами разного знака — спаренные ($\uparrow\downarrow$).

Характеристика распределения электронов в атомах, заимствованная из работы Д. П. Григорьева, приведена в таблице 5.

Заполнение электронной оболочки вокруг ядра идет по слоям от 1 (K) до 7 (Q). Максимально возможное число электронов в каждом слое $2n^2$, где n — номер слоя. Следовательно, теоретически максимально возможное число электронов в отдельных оболочках не может превышать соответственно 2, 8, 18, 32, 50, 72 и 98. Однако, как видно из таблицы Менделеева, электронные оболочки ряда атомов полностью не укомплектованы. Например, атом радона (Rn), принадлежащий к шестому периоду менделеевской таблицы, имеет следующее строение электронного окружения: 2, 8, 18, 32, 18, 8.

Таким образом, в этом атоме только первые четыре оболочки укомплектованы полностью, а пятая и шестая — недостроены.

Застройка электронами оболочек атома совершается по мере надстройки ядра протонами и в разных группах химических элементов идет по-разному; во внешнем слое заполняются внешние s - и p -подгруппы электронов (белые клетки табл. 5), d -подгруппы в первом внутреннем слое (красные клетки табл. 5) и f -подгруппы во втором внутреннем слое (синие клетки табл. 5).

Элементы, у которых наружные электронные оболочки построены одинаково, имеют общие или близкие химические свойства и в земной коре часто образуют совместные ассоциации.

Если наружная оболочка атома построена из восьми электронов, она обладает минимумом энергии, что определяет химическую устойчивость атомов таких элементов. Все атомы элементов, имеющих в наружной оболочке меньше или больше восьми электронов, в условиях земной коры являются малоустойчивыми и стремятся либо отдать лишние электроны, либо приобрести дополнительные, чтобы получить более выгодное в энергетическом отношении сочетание электронов.

В природе большинство химических элементов присутствует не в виде атомов, а в виде ионов, то есть неуравновешенных атомов, которые потеряли либо приобрели несколько электронов (при нехватке электронов ионы называются *катионами*, а при избытке — *анионами*). Количество недостающих или избыточных электронов определяет валентность катионов и анионов.

Некоторые элементы в зависимости от восстановительно-окислительного потенциала среды могут давать разные степени валентности. Так, Fe , Mn и V в одних условиях на-

блюдаются в виде ионов Fe^{+2} , Mn^{+2} , V^{+3} , а в других они образуют Fe^{+3} , Mn^{+4} и V^{+5} .

Функциональная зависимость, существующая между образованием ионов и окислительно-восстановительным потенциалом, проявляется также в том, что ряд элементов в определенных условиях образует электрически нейтральные

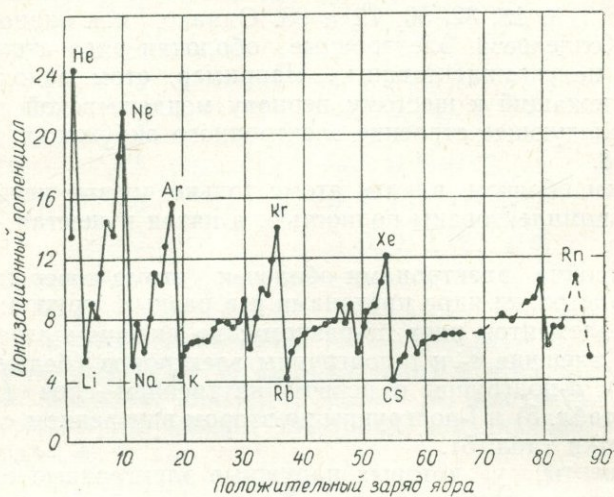


Рис. 40. Кривая числовых характеристик потенциалов ионизации.

атомы — так называемые *простые вещества* (самородные элементы — Cu, Ag, Au и др.).

Часть элементов в условиях земной коры вообще не образует ионов (благородные газы).

Способность атомов элементов образовывать ионы определяется *потенциалом ионизации*. Потенциал ионизации представляет собой минимальное напряжение, необходимое для ионизации атомов, и измеряется электронвольтами. Иначе потенциал ионизации можно представить как меру прочности связи электронов наружной оболочки с ядром. Чем меньше потенциал ионизации, тем легче атом теряет наиболее слабо связанные с ним наружные электроны.

Из кривой числовых характеристик потенциалов ионизации (рис. 40) отчетливо виден периодический характер изменения. Наибольшими потенциалами ионизации обладают благородные газы и наименьшими — атомы I вертикальной группы таблицы Менделеева (Li — 5,368; Na — 5,116; K — 4,321; Rb — 4,159; Cs — 3,877). Начиная с этих эле-

ментов в каждом периоде строится новая электронная оболочка, наиболее удаленная от ядра. Атомы тяжелых металлов побочной группы (Cu — 7,69; Ag — 7,53; Au — 9,19) труднее поддаются ионизации. В условиях земной коры эти элементы часто встречаются в самородном виде.

Входя в состав минералов, атомы стремятся приобрести устойчивую 8-электронную оболочку типа благородных газов или 18-электронную типа благородных металлов. Их соединение друг с другом происходит путем химической связи, которая может иметь ионный, ковалентный, металлический и молекулярный характер.

Среди минералов преобладают бинарные химические соединения, образованные только двумя элементами (катионом и анионом), и соединения с определенными радикалами. В бинарных соединениях катионы с S, O, Cl, F и другими элементами образуют сульфиды, окислы, хлориды, фториды и др. С определенными радикалами, главными среди которых являются $[\text{SiO}_4]$, $[\text{PO}_4]$, $[\text{CO}_3]$, $[\text{SO}_4]$, $[\text{NO}_3]$ и другие, играющими роль комплексных анионов, катионы образуют комплексные соединения — силикаты, фосфаты, карбонаты, сульфаты, нитраты и др.

В комплексных анионах малые высоковалентные катионы окружены большими низковалентными анионами. В приведенном примере очень мелкие S^{+6} , C^{+4} , N^{+5} окружены O^{-2} . В кристаллической решетке комплексные анионы представляют собой самостоятельные анионные группы с небольшим координационным числом центрального катиона. При этом усилие (прочность) валентной связи между центральным катионом комплекса и окружающими его анионами больше, чем между анионами и катионами, лежащими вне комплекса.

Для кальцита (CaCO_3) внутри группы $[\text{CO}_3]^{-2}$ заряд углерода равен +4, координационное число 3, прочность связи между углеродом и кислородом $\frac{4}{3}$, в то время как вне комплекса заряд кальция +2, а координационное число 6, то есть прочность связи между Ca и O равна $\frac{2}{6}$, или $\frac{1}{3}$. Внутри комплекса усилие (прочность) связи всегда больше единицы (табл. 6), чем и объясняется прочность комплексного аниона и сокращение ионных расстояний внутри комплекса. Комплекс $[\text{SiO}_4]^{-4}$, у которого усилие связи Si—O равно единице, занимает пограничное положение.

Внутри комплекса анионы обычно сильно поляризованы, что выражается в сокращении межионного расстояния по сравнению с суммой радиусов.

Пределы электрвалентной связи
комплексных анионов

Комплексный анион	Центральный катион	Анион комплекса	Валентные усилия
$[\text{SiO}_4]^{-4}$	Si^{+4}	O^{-2}	$\frac{4}{4} = 1,00$
$[\text{PO}_4]^{-3}$	P^{+5}	O^{-2}	$\frac{5}{4} = 1,25$
$[\text{CO}_3]^{-2}$	C^{+4}	O^{-2}	$\frac{4}{3} = 1,33$
$[\text{SO}_4]^{-2}$	S^{+6}	O^{-2}	$\frac{6}{4} = 1,50$
$[\text{NO}_3]^{-1}$	N^{+5}	O^{-2}	$\frac{5}{3} = 1,66$
$[\text{ClO}_4]^{-1}$	Cl^{+7}	O^{-2}	$\frac{7}{4} = 1,75$
$[\text{PtCl}_6]^{-2}$	Pt	Cl^{-1}	$\frac{4}{6} = 0,67$

Обращаясь к уже приведенному примеру с кальцитом, мы видим, что расстояние C—O (рис. 41) составляет всего 1,25 ангстрема, в то время как радиус одного иона кислорода равен 1,32 ангстрема. Но как ни малы расстояния в комплексных анионах, радиус всего комплексного аниона всегда значительно больше, чем отдельные радиусы входящих в него ионов. Так, радиус $[\text{SO}_4]^{-2} = 2,95$, $[\text{PO}_4]^{-3} = 3,00 \text{ kX}$.

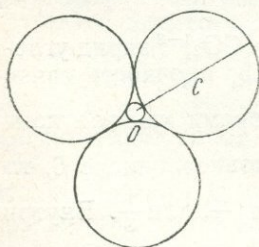


Рис. 41. Схема комплексного аниона.

В минералах в качестве комплексных ионов встречаются почти исключительно радикалы простых кислородных кислот, образующих, как и бинарные соединения, простые соли, но наряду с ними существуют и двойные соли. Обычно кислотный радикал у обеих солей одинаков (например, алузит — $\text{KAl}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2$, доломит — $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$), но иногда бывают двойные соли и с различными кислотными радикалами (например, каинит — $\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$).

Природа и причина образования двойных солей, по Д. И. Менделееву, заключается в том, что один из металлов таких солей (например, К) легко дает кислые соли, другой (например, Mg и др.) — основные; в первом преобладают свойства основных элементов, во втором они ослаблены и образуемые соли носят характер кислот. Так, соли алюминия или магния во многих случаях действуют, как кислоты. При соединении обеих групп солей эти свойства как бы находят удовлетворение.

Способность катионов к образованию двойных солей и их роль в этих солях определяется их основностью.

Вступая в соединения, катионы и анионы образуют определенную кристаллическую структуру (*решетку*), прочность которой зависит от количества выделенной энергии. Те химические соединения, которые отдали при своем образовании большее количество энергии, являются и наиболее устойчивыми.

Для определения энергии кристаллической решетки бинарных ионных соединений А. Ф. Капустинским была предложена следующая формула:

$$U = 287,2 \frac{\sum_n W_k W_a}{R_k + R_a} \left(1 - \frac{0,345}{R_k + R_a}\right),$$

где: \sum_n — число ионов, определяющее состав вещества;
 W_a и W_k — валентность ионов;
 $R_k + R_a$ — сумма ионных радиусов для координационного числа 6.

Энергия кристаллической решетки выражается в килокалориях на 1 моль. Результаты расчета энергии некоторых соединений по формуле Капустинского приведены в табл. 7.

Для решения ряда вопросов, связанных с кристаллизацией в природных процессах, А. Е. Ферсман ввел специальные энергетические показатели — эк и вэк.

Эк представляет собой энергетический коэффициент, который означает среднее количество энергии, выделяемой ионом при переходе из рассеянного состояния в состояние иона или атома в кристаллической решетке. Иначе, эк — это средний пай энергии, который вносится данным ионом в кристаллическую решетку. Он находится в известном соотношении с величинами суммарного потенциала ионизации.

Эк прямо пропорционален квадрату валентности и обратно пропорционален радиусу ($\frac{W^2}{2R}$). Большой размер радиуса уменьшает энергию иона. Расчет величины эка производится в условных единицах при абсолютном нуле на 1 моль

Расчет энергии некоторых соединений (по А. А. Саукову)

Соединение	Тип решетки	Энергия кристаллической решетки	
		экспериментальная	по Капустинскому
NaCl	Хлористого натрия	183,3	183,6
KBr	" "	157,8	155,6
FeO	" "	964	952,7
Al ₂ O ₃	Корунда	3618	4065
β-SiO ₂	β-кварца	3097	3594
SnO ₂	Рутила	2813	2983
CaF ₂	Флюорита	617,2	643
ZnS	Сфалерита	852	797,3

вещества. Условная величина эка, умноженная на 11,1, дает эту величину в электронвольтах, а умноженная на 256,1 — в больших калориях.

Сложением экв ионов, которые входят в кристаллическую решетку, вычисляют среднюю энергию кристаллической решетки.

Энергию данного иона, отнесенную к единице валентности (заряда), А. Е. Ферсман назвал вэком. Вэк равен эку, деленному на валентность. Вэк позволяет сравнивать между собою величины энергии всех ионов независимо от валентности (табл. 8).

Устойчивость кристаллической решетки определяется ее энергией, зависящей от количества структурных единиц, их размеров, валентностей, поляризационных свойств атомов.

Количество структурных единиц в формуле соединения может быть различным: от таких простых соединений, как бинарные NaCl, MgO и другие, до весьма сложных — например, турмалин NaMg₆[Al₃B₃Si₆O₂₅(OH)₅].

Размеры структурных единиц (атомов, ионов) определяются их радиусом, то есть расстоянием от ядра до наружного (валентного) электрона. Этот радиус носит название *истинного*, но так как в земной коре нет изолированных атомов или ионов, то для характеристики их размеров пользуются так называемым *эффективным радиусом* — радиусом сферы действия данного структурного компонента на соседние. Так как большинство минералов является соединения-

Таблица экв и вэков (по А. Е. Ферсману)

Катионы	Эк	Вэк	Анионы	Эк	Вэк
Одновалентные			Одновалентные		
Cs	0,30	0,30	J	0,18	0,18
K	0,36	0,36	NO ₃	0,19	0,19
Na	0,45	0,45	Br	0,22	0,22
Li	0,55	0,55	Cl	0,25	0,25
Ag	0,60	0,60	CN	0,25	0,25
Cu	0,70	0,70	H	0,32	0,32
			F	0,37	0,37
			OH	0,37	0,37
Двухвалентные			Двухвалентные		
Ba	1,35	0,67	WO ₄	0,57	0,28
Ca	1,75	0,87	SO ₄	0,70	0,35
Pb	1,65	0,82	CrO ₄	0,75	0,38
Cd	2,00	1,00	CO ₃	0,78	0,39
Cu	2,10	1,05	Te	0,95	0,47
Fe	2,12	1,06	Se	1,10	0,55
Mg	2,10	1,05	S	1,15	0,57
Zn	2,20	1,10	O	1,55	0,75
Be	2,65	1,32			

Катионы	Эк	Бэк	Анионы	Эк	Бэк
Трехвалентные			Трехвалентные		
La	3,58	1,19	PO ₄	1,50	0,50
Cr	4,75	1,58	AsO ₄	1,53	0,51
Al	4,95	1,65	BO ₃	1,68	0,56
Fe	5,15	1,71	As	2,65	0,88
B	6,00	2,00	P	2,70	0,90
			N	3,60	1,20
Четырехвалентные			Четырехвалентные		
Th	6,80	1,70	TiO ₄	2,45	0,61
U	7,00	1,80	SiO ₄	2,75	0,69
Sn	7,90	1,97			
Zr	7,85	1,96			
Ti	8,40	2,10			
Si	8,60	2,15			
C	12,20	3,05			
Пятивалентные					
P	14,0?	2,80 ?			
V	15,12	3,02			
Шестивалентные					
N	19,35	3,23			
S	21,90	3,65			

ми ионного характера, то для нас особо важно понятие ионного радиуса.

Величина радиуса иона (аниона или катиона) зависит от величины и знака заряда данного иона, то есть от числа электронов и заряда ядра. Чем больше электронов, тем больше оболочек и тем далее от ядра самая крайняя из них. Чем больше заряд, тем сильнее притягивает он электроны, уменьшая размеры атома или иона. Исходя из этого, можно сформулировать следующее правило: *Чем больше положительный заряд иона, тем меньше его радиус, чем больше отрицательный заряд иона, тем больше его радиус.*

Следовательно, ионные радиусы катионов меньше радиусов анионов, а радиусы одного и того же элемента при различных степенях окисления также различны.

Эти закономерности очень хорошо прослеживаются на периодической таблице Менделеева (см. табл. 2). Рассматривая элементы одного периода, видим, что с увеличением положительной валентности радиус ионов уменьшается, например:

Na^{+1} —0,98, Mg^{+2} —0,74, Al^{+3} —0,57, Si^{+4} —0,39 kX и т. д.

Но у элементов, которые легче образуют отрицательные ионы, ионные радиусы резко увеличиваются. Например, стоящий вслед за кремнием фосфор в случае иона P^{+5} имеет радиус 0,35 kX , радиус иона рядом стоящей серы S^{-2} равен 1,82 kX , далее $R_{\text{Cl}^{-1}}=1,81$ kX . Изменение радиуса иона при различных степенях окисления можно проследить на примере серы. Так, $R_{\text{S}^{-2}}=1,82$, $R_{\text{S}^0}=1,04$, $R_{\text{S}^{+6}}=0,29$ kX .

Резко изменяется радиус ионов и в вертикальном направлении по группам таблицы Менделеева. С увеличением порядкового номера, то есть с увеличением заряда ядра, следовательно, с увеличением количества электронных оболочек радиусы ионов возрастают.

Например, возьмем ряд щелочных одновалентных металлов от Li до Cs (размеры даны в kX):

$$R_{\text{Li}}=0,68, R_{\text{Na}}=0,98, R_{\text{K}}=1,33, R_{\text{Rb}}=1,49, R_{\text{Cs}}=1,65;$$

ряд галогенов:

$$R_{\text{F}}=1,33, R_{\text{Cl}}=1,81, R_{\text{Br}}=1,96, R_{\text{I}}=2,20.$$

Кроме того, на периодической таблице устанавливаются так называемые диагональные ряды, по которым находятся ионы разной валентности, но одинакового радиуса.

Ионы, имеющие большой (или малый) радиус, обладают повышенной способностью к миграции и перераспределению, то есть при минералообразовании происходит сортировка элементов в зависимости от ионного радиуса.

Свободные ионы, создавая кристаллическую решетку, попадают в окружение ионов противоположного знака, количество которых называется *координационным числом*. Иначе говоря, координационное число — это число ионов, находящихся на одинаковом или близком расстоянии от данного иона.

Если кристаллическая решетка имеет ионный характер типа A_X , где A соответствует некоторому катиону, а X — аниону, то число анионов, укладываемых вокруг каждого катиона, будет зависеть от отношения их радиусов* (табл. 9).

Таблица 9

Типы координации в разных структурах

Структура	Координационное число	Форма окружения	Размер радиуса (R_X)		Отношение $R_X : R_A$
			A	X	
NO_2	2	Гантель	0,1—0,2	1,32	до 0,15
CO_3	3	Треугольник	0,20	1,32	0,15—0,22
ZnS	4	Тетраэдр	0,83	1,74	0,22—0,41
$NaCl$	6	Октаэдр	0,98	1,81	0,41—0,73
$CsCl$	8	Куб	1,65	1,81	0,73—0,90
Cu	12	Кубооктаэдр	0,96	0,96	1,00

Катионы, создавая вокруг себя координационные полиэдры, не остаются пассивными, а активно воздействуют на окружающие анионы, нарушая их сферическую форму, то есть вызывают их *поляризацию*.

Поляризационные свойства иона зависят от положения элемента в таблице Менделеева.

Суть поляризации заключается в том, что электронные оболочки сближающихся при образовании кристаллической решетки ионов испытывают взаимную деформацию. Деформация электронных оболочек приводит к изменению расстояний между ионами и в ряде случаев — к изменению самой структуры. Поляризация изменяет также взаимное удаление ионов и их форму.

Анализ поляризационных свойств ионов показывает, что при одном и том же заряде способность иона к поляризации возрастает с увеличением радиуса иона. Следовательно, анионы обладают более сильной поляризацией, чем катионы.

* Отношения радиусов атомов играют ведущую роль лишь в подлинно ионных кристаллах и с увеличением степени ковалентности связи ее теряют.

С увеличением валентности поляризация уменьшается. В общем случае ионы с малым радиусом и большим положительным зарядом поляризуют ионы с большим отрицательным зарядом.

Относительная величина поляризации (она близка к кубу радиуса иона 10^{-24}см^3) приведена в таблице 10.

Таблица 10

Относительные величины поляризации
(по М. Борну и К. Фаянсу)

Li 0,06	Be 0,03	B 0,01		O 3,1	F 0,91
Na 0,19	Mg 0,11	Al 0,07	Si 0,04	S 7,25	Cl 3,06
K 0,91	Ca 0,57	Sc 0,38	Ti 0,27	Se 6,4	Br 4,84
Rb 1,90	Sr 1,38	Y 1,04	Zr 0,80	Te 9,6	J 6,08
Cs 2,85	Ba 2,08	La 1,56	Ce 1,20		

Поляризация ионов отражается на многих физических свойствах минералов, в частности на их растворимости, прочности и др., а также играет важную роль при образовании комплексных соединений.

Условно ионы (атомы) можно рассматривать как упругие соприкасающиеся сферы. Если возьмем ряд таких соединений, как MgO , MgS , MgSe и MnO , MnS , MnSe , и сравним их меж-ионные расстояния, то убедимся, что это так:

MgO 2,10 kX	MnO 2,24 kX
MgS 2,60 kX	MnS 2,59 kX
MgSe 2,73 kX	MnSe 2,73 kX .

Межионные расстояния в данном случае в MgS и MnS , MgSe и MnSe попарно равны. Значит, ионы S и Se соприкасаются, а Mg и Mn находятся в промежутках между ними. Следовательно, большинство структур можно представить в виде плотнейшей упаковки шаров (анионов), в пустотах между которыми находятся более мелкие катионы.

Если взять слой шаров одинакового диаметра, то они уложатся в определенном порядке, образуя между собой пустоты

(рис. 42 а). Острия этих пустот направлены в противоположные стороны. Каждая пустота окружена тремя шарами; вокруг каждого шара расположено 6 пустот. Таким образом, в плоском слое плотно упакованных шаров на один шар приходится $6 \cdot \frac{1}{3} = 2$ пустоты. Симметрия шара гексагональная (G_63P), симметрия пустоты тригональная (G_33P). Вторым слоем можно наложить на первый двойко, так как в нем имеются две разновидности пустот, но при бесконечном продол-

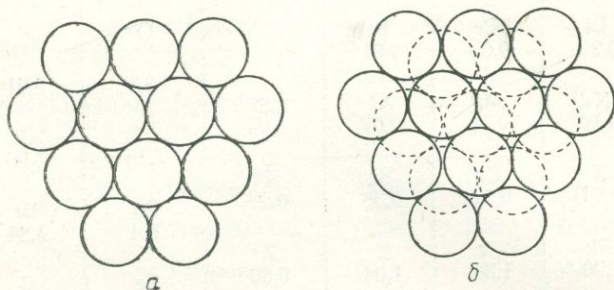


Рис. 42. Плоские слои шаров, из которых выводится плотнейшая упаковка.
а — один слой; б — два слоя.

жении слоев это не имеет значения, ибо они могут быть повернуты вокруг G_2 на 180° и совместиться (рис. 42 б).

Получилось опять два рода пустот, но эти пустоты отличаются друг от друга как положением в пространстве, так и своими свойствами. Одни из них сквозные (I тип), другие находятся над центрами шаров нижнего слоя (II тип). Если шары третьего слоя поместить в лунки I типа, то первый слой повторится в четвертом, в случае лунок II типа такое повторение будет в третьем слое. Обозначив буквами A, B, C соответствующие слои в плотнейших упаковках, можно написать формулы упаковок: I — ... (ABC/ABC) ..., II — ... (AB/AB) ...

Обратимся к симметрии этих упаковок. Первая из них имеет все элементы гексоктаэдрического класса кубической сингонии ($4G_33G_66G_29PC$). Такая упаковка называется *кубической*, или *трехслойной* (рис. 43 А). Симметрия второй упаковки, выражающаяся формулой G_66G_27PC , — симметрия класса дигексагональной бипирамиды гексагональной сингонии (рис. 43 Б). Кроме этих двух наиболее простых упаковок, наблюдается целый ряд более сложных, например четырехслойная (топазовая) ... $(ABAC/ABAC)$..., шестислойная (рамазитовая) ... $(ABCACB/ABCACB)$... и еще более сложные.

В любой плотнейшей упаковке шаров одинакового диаметра различают два рода пустот: окруженные 6 или 4 шарами. Если соединить центры 6 шаров вокруг одной пустоты, получим фигуру с 6 вершинами, представляющую собой октаэдр. Поэтому пустоты такого типа называются *октаэдрически-*

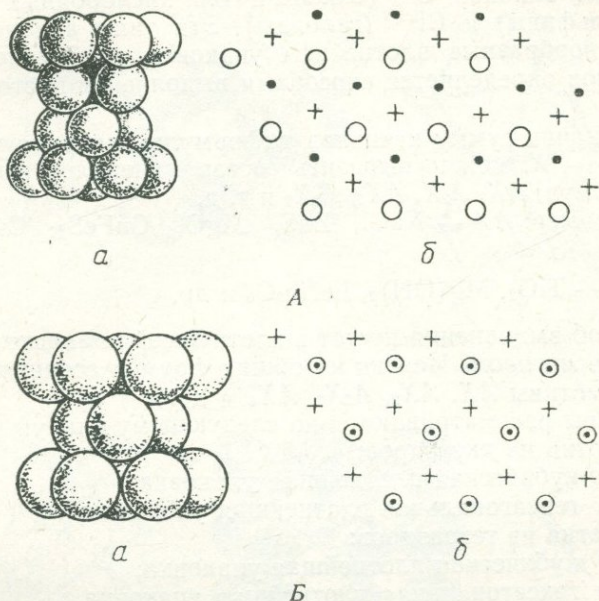


Рис. 43. Плотнейшая кубическая (А) и гексагональная (Б) упаковки.

a — расположение шаров; *b* — центры шаров, лежащих в трех слоях (белые кружки — центры шаров первого слоя, крестики — второго, точки — третьего).

ми. При аналогичной операции с пустотами, окруженными 4 шарами, получаем кубический тетраэдр (*тетраэдрические пустоты*).

Центр каждого шара плотнейшей упаковки является общей вершиной 14 фигур (6 октаэдров и 8 тетраэдров). Следовательно, вокруг каждого шара расположено 6 октаэдров и 8 тетраэдров. Каждая тетраэдрическая пустота окружена 4 шарами, следовательно, на каждый шар во всей плотнейшей упаковке приходится $8 \cdot \frac{1}{4} = 2$ тетраэдрических пустоты. Точно так же приходим к выводу, что на каждый шар приходится $6 \cdot \frac{1}{6} = 1$ октаэдрическая пустота.

Таким образом, в плотнейшей упаковке октаэдрических пустот столько, сколько шаров, а тетраэдрических в 2 раза больше.

Шары равного диаметра выполняют только 74,05% пространства, а 25,95% приходится на пустоты. Поскольку анионы значительно больше катионов, то первые и создают плотнейшую упаковку, а катионы размещаются в пустотах.

Главная масса минералов имеет ионную структуру с тремя типами анионов: O^{2-} (окислы и соли кислородных кислот), S^{2-} (сульфиды) и Cl^{-1} (галоиды). Эти типы анионов образуют однообразные плотнейшие упаковки, а разнообразие минералов определяется способами выполнения пустот катионами.

Обозначив сумму катионов в формуле минерала через A , анионов — X , можно выразить состав минералов в виде общих формул: AX , A_2X , AX_2 , A_2X_3 и т. д.

Например: AX — $NaCl$, ZnS , MgO , $CuFeS_2$, Cu_2SnFeS_4 и др.

AX_2 — TiO_2 , $Mg(OH)_2$, $FeNb_2O_6$ и др.

Способ выполнения пустот в плотнейшей упаковке принято называть *мотивом*. Исходя из общих формул соединений, выделяют мотивы AX , AX_2 , A_2X_3 , AX_4 и др.

Мотивы рассматриваются по следующему плану:

1) мотив из октаэдров:

- а) кубическая плотнейшая упаковка;
- б) гексагональная плотнейшая упаковка;

2) мотив из тетраэдров:

- а) кубическая плотнейшая упаковка;
- б) гексагональная плотнейшая упаковка.

В соединениях с общей формулой AX число анионов равно числу катионов. А число октаэдрических пустот в плотнейшей упаковке, равное числу анионов, в данном случае равно и числу катионов. Значит, в мотиве AX из октаэдров катионами будут заполнены все октаэдрические пустоты как в кубической, так и в гексагональной плотнейших упаковках. При кубической плотнейшей упаковке получается структура, названная типом галита—периклаза—галенита ($NaCl$ — MgO — PbS). Плотнейшую упаковку создают ионы Cl^{-1} , O^{2-} , S^{2-} , а катионы Na^{+1} , Mg^{+2} , Pb^{+2} заполняют все октаэдрические пустоты (рис. 44). Тетраэдрические пустоты в такой структуре остаются незаполненными.

При гексагональной плотнейшей упаковке получается структура никелина—троилита ($NiAs$ — Fes) (рис. 45).

Структура типа $NaCl$ более устойчива и поэтому распространена шире, чем структура $NiAs$.

При более мелких катионах или более крупных анионах (например, при переходе от окислов к сульфидам) для катионов уже достаточно места в тетраэдрических пустотах. Так как в формуле AX тетраэдрических пустот в 2 раза больше,

чем катионов, они выполняют только половину тетраэдров. Отобразить эту половину можно по-разному, следовательно, можно получить несколько мотивов выполнения. Тетраэдры в плотнейшей упаковке ориентированы двояко: половина обращена своими остриями вверх, половина — вниз.

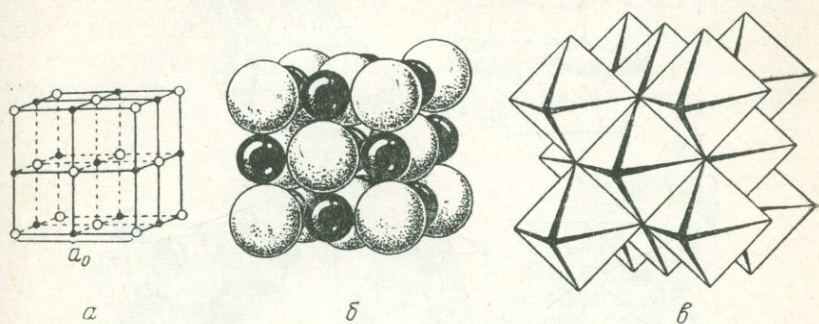


Рис. 44. Структура типа галита—периклаза—галенита.

a — положение центров ионов; *b* — плотнейшая упаковка; *в* — структура в паулинговских полиэдрах.

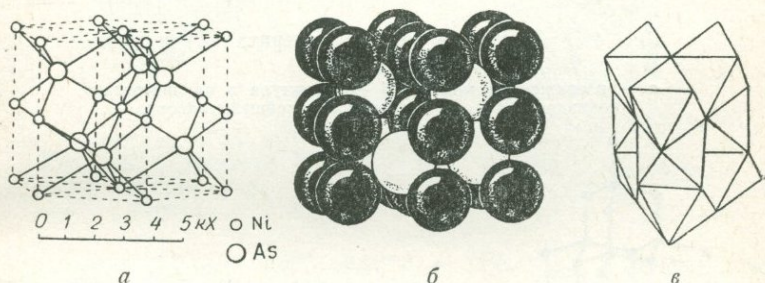


Рис. 45. Структура никелина—троилита.

a — положение центров ионов; *b* — плотнейшая упаковка; *в* — структура в паулинговских полиэдрах.

Если заполнить катионами только одинаково ориентированные тетраэдры, то придем к очень распространенному типу структуры сфалерита (ZnS) при кубической плотнейшей упаковке и к структуре другой полиморфной модификации — вюртцита (ZnS) при гексагональной плотнейшей упаковке (рис. 46). При замене места Zn в структуре сфалерита атомами S получим структуру алмаза. Проведя ту же операцию с вюртцитом, получим структуру графита (рис. 47).

Сравним формулы сфалерита (ZnS), халькопирита ($CuFeS_2$) и станнина (Cu_2SnFeS_4). В каждой из этих формул суммы катионов и анионов относятся как 1:1. Структуры халькопирита и станнина отличаются от структуры сфалерита только тем, что в сфалерите все тетраэдры заняты цинком, а

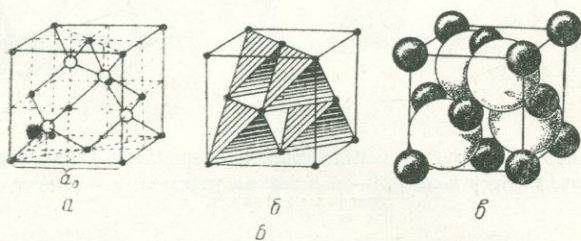
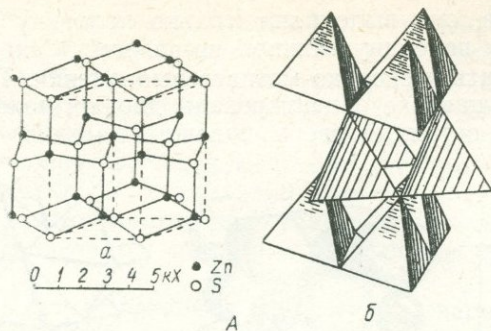


Рис. 46. Структура типа сфалерита (А) и вюрцита (Б).

a — разряженная модель; *б* — структура в паулинговских полиэдрах; *в* — структура в плотнейшей упаковке.

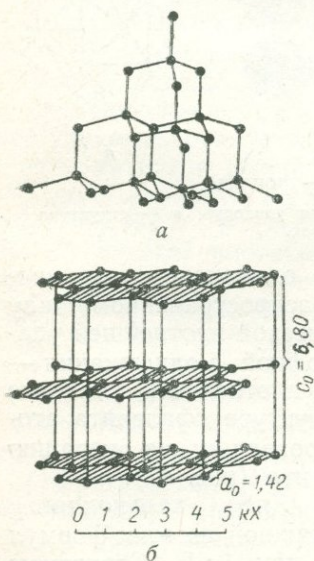


Рис. 47. Структура алмаза (*a*) и графита (*б*).

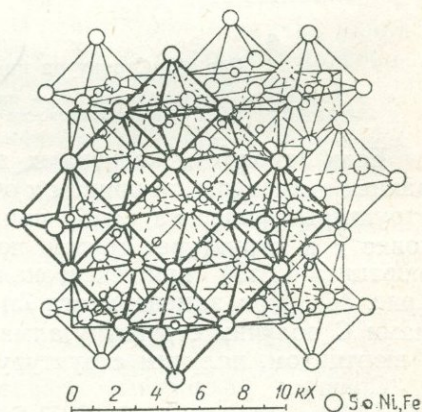


Рис. 48. Структура пентландита.

в халькопирите и станине — Cu, Fe и Sn соответственно их количествам в формуле. Вследствие выполнения тетраэдров различными катионами симметрия халькопирита и станина понижается: сфалерит кубический (гекстетраэдрический класс — $4G_33G_4^26P$), а станин и халькопирит — тетрагональные (класс тетрагонального скаленоиэдра — $G_4^22G_22P$).

Существует и другой метод отбора половины тетраэдров, например по $1/4$ ориентированных вверх и вниз. Такая струк-

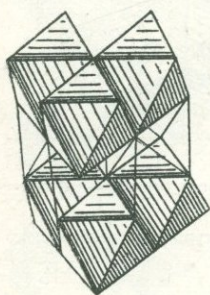


Рис. 49. Структура типа брусита—пирохрита.

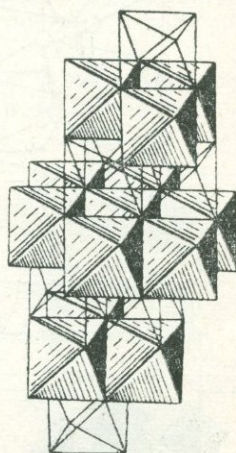


Рис. 50. Структура $CdCl_2$.

тура характерна для пентландита — $(Fe, Ni)S$, в основе которого лежит кубическая плотнейшая упаковка (рис. 48).

В соединениях типа $AХ_2$ анионов вдвое больше, чем катионов. Значит, катионы могут выполнить только половину октаэдрических пустот. Следовательно, в таких соединениях теоретически возможно бесконечное количество способов выполнения октаэдров катионами. Однако среди минералов распространены структуры нескольких наиболее простых мотивов $AХ_2$ из октаэдров.

Отбор половины октаэдров производится очень просто: слой 1, 3, 5, 7 и т. д. заполнены, слой 2, 4, 6, 8... пустуют.

Если в основе такого мотива лежит гексагональная плотнейшая упаковка, получается очень распространенная сложная структура (рис. 49) типа брусита—пирохрита $(Mg(OH)_2—Mn(OH)_2)$. При кубической плотнейшей упаковке получается структура $CdCl_2$ (рис. 50), $ZnCl_2$, $NiCl_2$, $MnCl_2$ и др.

Выделение цепочек из октаэдров, перпендикулярных тройной оси плотнейшей упаковки, получается вследствие че-

редования заселенных и незаселенных слоев октаэдров как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Связь таких цепочек наиболее легко осуществляется в гексагональной плотнейшей упаковке, где каждый октаэдр одного слоя ложится на октаэдр другого слоя.

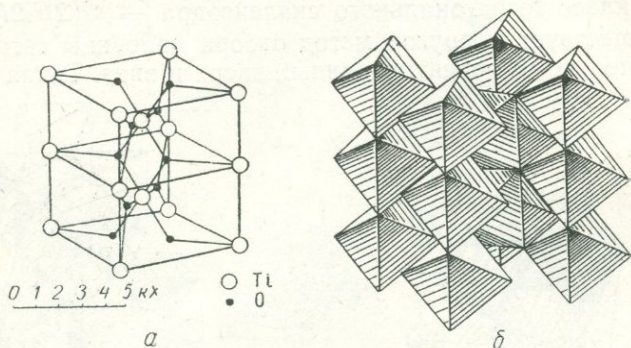


Рис. 51. Структура типа рутила—касситерита—марказита.

a — положение центров ионов, *б* — структура в паулинговских полиэдрах.

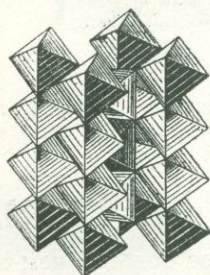


Рис. 52. Структура колумбита.

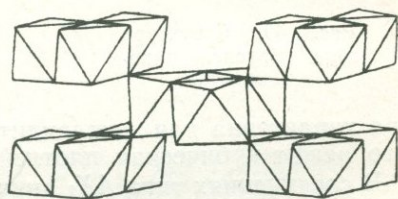


Рис. 53. Структура типа гетита—диаспора.

Цепочки могут быть прямые, зигзагообразные с различной длиной звена, спаренные, которые можно назвать полосами, и др.

При ширине прямолинейной цепочки в один октаэдр образуется структурный тип рутила—касситерита—марказита $\text{TiO}_2\text{—SnO}_2\text{—FeS}_2$ (рис. 51). Если полосы при толщине в один октаэдр зигзагообразны, а длина звена зигзага 2 октаэдра, получается структура колумбита (FeNb_2O_6), причем октаэдры заселяются в таком порядке: 2Nb и 1Fe (рис. 52).

В структуре типа гетита—диаспора $\text{FeO}(\text{OH})\text{—AlO}(\text{OH})$ ширина каждой полоски, как заселенной, так и незаселенной, — два октаэдра (рис. 53).

Мотивы AX_3 и A_2X_3 из октаэдров тесно связаны друг с другом и являются дополнительными, поскольку при выполнении $1/3$ октаэдров в мотиве AX_3 остаются незаполненными $2/3$ октаэдров, которые образуют мотив A_2X_3 . Весьма просто получить мотив A_2X_3 (и AX_3), если чередовать два заполненных слоя и один пустой. В этом случае при кубической плотнейшей упаковке получится структура La_2O_3 . Подобным образом построена и структура тетрадимита (Bi_2Te_2S), но здесь еще происходит чередование анионов S и Te.

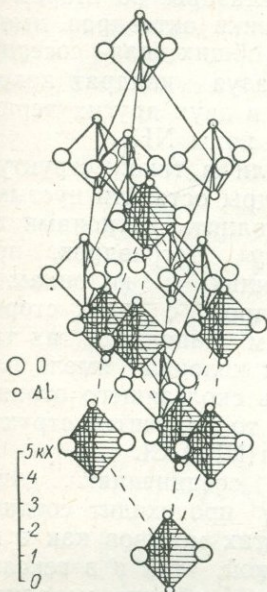


Рис. 54. Структура корунда.

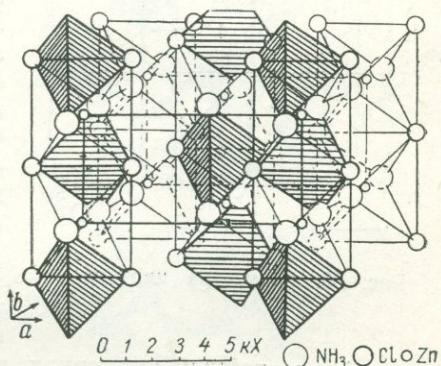


Рис. 55. Структура $Zn(NH_3)_2Cl$.

В соединениях типа A_2X_3 наиболее распространен так называемый корундовый мотив (Al_2O_3). В основе этого мотива лежит гексагональная плотнейшая упаковка, причем заполненные октаэдры образуют в каждом слое шестичленные кольца, в центре которых находится пустой октаэдр (рис. 54). При наложении таких слоев друг на друга в колонках вдоль G_3 упаковки происходит чередование двух заполненных и одного пустого октаэдра. Точно такую же структуру образует и другой распространенный окисел — гематит (Fe_2O_3).

В соединениях типа AX_4 катионов в 4 раза меньше, чем анионов. Значит, в мотивах AX_4 катионы заполняют только $1/4$ октаэдров и только $1/8$ тетраэдров. В минералах с общей формулой ABX_4 оба эти мотива объединяются. Так построены $Zr[SiO_4]$, $Ba[SO_4]$, $Pb[SO_4]$, $Sr[SO_4]$ и другие соединения.

Каков же метод отбора $1/4$ октаэдров и $1/8$ тетраэдров в этом случае? Возьмем для примера два таких соединения, одно из которых построено по мотиву AX_4 из октаэдров

($\text{Cd}(\text{NH}_3)_2\text{Cl}$ с шестерной координацией кадмия), другое — по тому же мотиву из тетраэдров ($\text{Zn}(\text{NH}_3)_2\text{Cl}$ с четверной координацией цинка) (рис. 55). В $\text{Cd}(\text{NH}_3)_2\text{Cl}$ выделение $1/4$ октаэдров происходит следующим образом: ориентируем плотнейшую кубическую упаковку перпендикулярно G_2 и в первом ряду заполняем 1, 3, 5, 7... октаэдры, во втором — 2, 4, 6, 8... Вдоль G_2 получаются колонки октаэдров, имеющих по два общих ребра. В вершинах, общих для соседних октаэдров, помещаются ионы Cl, образуя квадрат вокруг Cd, а в двух других вершинах — ионы NH_3 .

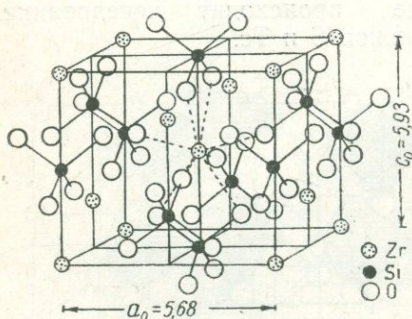


Рис. 56. Структура циркона.

Если в такой структуре октаэдры оставить пустыми, а заполнить катионами половину тетраэдров, прилегающих к колонкам из октаэдров с двух сторон, причем заполнить их так, чтобы колонка имела плоскость скользящего отражения, то получится структура $\text{Zn}(\text{NH}_3)_2\text{Cl}$.

В соединениях типа ABX_4 происходит соединение этих мотивов как в кубической, так и в гексагональной

плотнейшей упаковке, причем A обычно выполняет октаэдры, а B — тетраэдры из O^{2-} .

По такому типу с кубической плотнейшей упаковкой в основе построены минералы барит (BaSO_4), стронцианит (SrSO_4), англезит (PbSO_4). Следует отметить, что крупные катионы Ba^{+2} и Pb^{+2} ($R_{\text{Ba}} = 1,38 \text{ kX}$; $R_{\text{Pb}} = 1,49 \text{ kX}$) стремятся создать вокруг себя координационное число 12 и тем самым деформируют идеальный мотив.

В основе $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ и $\text{Ca}[\text{SO}_4]$ лежит гексагональная плотнейшая упаковка (рис. 56).

Кроме рассмотренных пяти простейших мотивов выполнения катионами пустот плотнейшей упаковки, существует еще много более сложных, построенных не из тетраэдров и октаэдров, а из других сложных полиэдров. Здесь мы на них останавливаться не будем.

Следует обратить внимание на развитие среди минералов, в особенности среди сульфидов, так называемых *дефектных структур*, возникающих в результате пропусков атомов в отдельных узлах решетки. При этом происходят отклонения от стехиометрического состава. Так, в пирротине некоторые места Fe в кристаллической решетке остаются незаполнен-

ными и в составе этого минерала обычно наблюдается избыток серы по сравнению со стехиометрической формулой FeS , поэтому формула пирротина приобретает вид Fe_{1-n}S .

ТИПЫ СТРУКТУР

Путем рентгеноструктурного анализа удалось установить точное расстояние между отдельными структурными единицами — узлами — в кристаллической решетке. Оно определяется типом связи между структурными единицами.

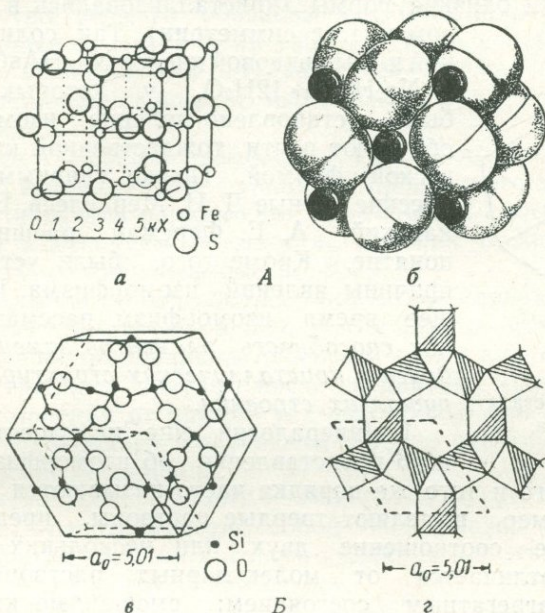


Рис. 57. Типы кристаллических структур минералов: островной (А) и каркасный (Б).

а, в — разряженная модель; б — плотнейшая упаковка; г — структура в аксонометрической проекции.

Благодаря знанию межатомных (или межионных) расстояний стала возможной классификация кристаллических структур. Такая классификация в 1954 году была предложена Г. Б. Бокием, который разделил все структуры на 5 категорий: 1) координационные (рис. 44), 2) островные (рис. 57 А), 3) цепочечные (рис. 51 и 53), 4) слоистые (рис. 49), 5) каркасные (рис. 57 Б).

Поскольку межатомные (межионные) расстояния зависят от силы связи между атомами (ионами), то есть от типа связи, а они обладают постепенными переходами, то и между перечисленными категориями структур нельзя провести резких границ.

ИЗОМОРФИЗМ

Способностью строить собственные структуры и образовывать устойчивые решетки обладают не все элементы. Ряд элементов рассеивается или образует изоморфные примеси в решетках других элементов.

Первоначальное понятие *изоморфизма (равноформности)*, введенное в науку Е. Митчерлихом, относилось к веществам, которые обладали различным, но близким химическим составом и имели близкие формы (кристаллизовались в одинаковом классе симметрии).

Так, соли фосфорной и мышьяковой кислот $\text{Na}_2\text{HAsO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, у которых впервые было установлено явление изоморфизма, обладают почти тождественной кристаллической формой. Позже главным образом русские ученые Д. И. Менделеев, В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман расширили это понятие. Кроме того, были установлены причины явлений изоморфизма. В настоящее время изоморфизм рассматривается как *способность элементов замещать друг друга в кристаллических структурах, не нарушая их строения.*

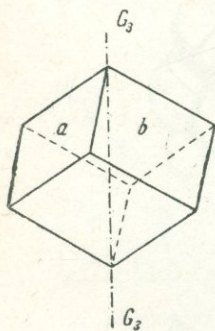


Рис. 58. Кристалл кальцита.

В минералогии еще не существует четкого представления об изоморфизме, и понятия одного и того же порядка часто называются по-разному. Например, выделяют твердые растворы, представляющие такое соотношение двух или нескольких веществ, которое отличается от молекулярных растворов только своим агрегатным состоянием; смешанные кристаллы, то есть определенные соотношения между составными частями; изоморфные смеси, в случае которых один элемент замещает другой; наконец, явление изогонизма, или равноугольности.

Все названные выше явления мы разделяем на две группы: 1) изогонизм и 2) изоморфизм как синоним твердых растворов, а также смешанных кристаллов.

Сущность *изогонизма* может быть наглядно продемонстрирована на примере кристаллов кальцита (CaCO_3) и натриевой селитры (NaNO_3), которые обладают большим геометрическим сходством. Оба эти вещества кристаллизуются в ромбоэдрах с углами между ребрами, пересекающимися на тройной оси (рис. 58), в $101^\circ 55'$ для кальцита и $102^\circ 41,5'$ для селитры.

Если в раствор одного из таких веществ поместить ромбоэдр другого, то он начнет как бы дорастать, но из смешанно-

го раствора оба минерала будут кристаллизоваться отдельно в виде зернистого агрегата*.

Таким образом, изогонизм приведет к образованию смешанных кристаллов с разрывом (раствор *A* в *B* и *B* в *A*). Его можно также назвать *несовершенным изоморфизмом*.

Частным случаем несовершенного изоморфизма является *изодиморфизм*, заключающийся в том, что смешанные кристаллы образуются в определенном интервале в веществах с разной кристаллической структурой.

В основу современного определения изоморфизма положено свойство веществ образовывать смешанные кристаллы (*изоморфные смеси*) с непрерывным изменением состава и свойств в определенном интервале (*изоморфные ряды*). Такой изоморфизм, в отличие от изогонизма, может быть назван *совершенным*.

Свойства и состав изоморфных смесей *аддитивны*, то есть являются непрерывными функциями процентного состава. Особенно удобны для определения изоморфных смесей наблюдения над изменением плотности, которая пропорциональна количеству компонентов смеси.

Откладывая по оси абсцисс процентное содержание в смеси одного из компонентов, а по оси ординат — точки, которые были бы пропорциональны плотности смеси данного процентного содержания, получим после соединения этих точек прямую. Отклонения от прямой указывают, что при данном процентном содержании получаются уже не изоморфные смеси, а химические соединения.

Примером совершенного изоморфизма могут служить плагиоклазы, представляющие собой непрерывный изоморфный ряд, крайними членами которого являются альбит $\text{Na}\{\text{AlSi}_3\text{O}_8\}$ и анортит $\text{Ca}\{\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8\}$ (табл. 11).

Таблица 11

Изоморфный ряд плагиоклазов

Название минерала	Пределы колебаний в молекулярном составе		Название минерала	Пределы колебаний в молекулярном составе	
	от	до		от	до
Альбит	Ab	Ab ₉ An ₁	Лабрадор	Ab ₅ An ₅	Ab ₃ An ₇
Олигоклаз	Ab ₉ An ₁	Ab ₇ An ₃	Битовнит	Ab ₃ An ₇	Ab ₁ An ₉
Андезин	Ab ₇ An ₃	Ab ₅ An ₅	Анортит	Ab ₁ An ₉	An

* Опыты К. П. Янулова показали, что обрастание кальцита происходит только с углов и ребер спайного выколка и что возникший на кальците слой селитры не разрастается по всей грани кальцитового зародыша.

Наряду с непрерывными изоморфными рядами, вызванными *неограниченным изоморфизмом*, в природе наблюдается *ограниченный изоморфизм*, при котором соотношение количеств замещающего и замещаемого элементов ограничивается определенным пределом. Так, ортоклаз и альбит изоморфны только при высоких температурах. С понижением температуры такое изоморфное соединение распадается на ортоклаз или микроклин и альбит, образующий в них пертитовые вроски. KCl и $NaCl$ при обыкновенной температуре не обнаруживают полного изоморфизма, но из расплава выпадают смешанные кристаллы $(K,Na)Cl$.

При ограниченном изоморфизме после перехода предела замещения одного катиона другим происходит изменение решетки, что приводит к так называемой *морфотропии*. Морфотропия может рассматриваться как полиморфное превращение, вызванное химическим действием. Например, при замещении в перовските ($CaTiO_3$) кальция стронцием, а титана цирконием структура минерала не изменится, так как размеры ионов ($Ca - 1,04$, $Sr - 1,20$, $Ti - 0,64$, $Zr - 0,82 kX$) не превышают предела возможности изоморфного замещения. Но если в этом минерале кальций замещать магнием ($0,74 kX$), то предел возможности изоморфного замещения будет перейден и получится новая структура. Замещая магний в структуре оливина $Mg_2[SiO_4]$ ионами малого размера, получим структуру фенакита $Be_2[SiO_4]$.

Прежде считалось, что изоморфизм возможен только среди минералов, состоящих из элементов одинаковой валентности. Русский минералог Р. Ф. Герман (1805—1879) впервые доказал возможность изоморфизма минералов, состоящих из элементов различной валентности. Известно, например, что в минерале ортите $(Ce, Ca)_4(Al, Mg, Fe)_6(OH)_2O_8[Si_2O_7]_3$ Ca^{+2} замещается Ce^{+3} , Fe^{+2} замещается Al^{+3} ; в минерале вольфрамите $(Fe, Mn)[WO_4]W^{+6}$ замещается Ta^{+5} и Nb^{+5} .

В настоящее время различаются два основных типа изоморфизма: *изовалентный* и *гетеровалентный*. Кроме того, выделяется еще изоморфизм особого рода, когда в кристаллическую решетку одного вещества включены слои или блоки другого вещества субмикроскопических размеров, образуя своеобразные кристаллозоли.

При *изовалентном изоморфизме* ионы одинаковой валентности замещают друг друга как бы «ион за ион». Так как в различных частях земной коры различны и термодинамические условия, то способность элементов к изоморфному замещению неодинакова. В качестве примера можно привести элементы Р, As и V, стоящие в пятом ряду таблицы Менделеева. Именно для них и было установлено впервые явление изоморфизма в лабораторных условиях. Изоморфные замещения

этих элементов осуществляются в верхней зоне земной коры, но для более глубоких зон возможность изоморфизма изменяется. Так, типичный поверхностный минерал ванадинит всегда содержит изоморфные примеси фосфора и мышьяка $Pb_5[(V, P, As)O_4]_3Cl$; зато магматический минерал аналогичного состава — апатит ($Ca_5[PO_4]_3Cl$) — никогда не обнаруживает примеси ни ванадия, ни мышьяка.

На основании этого В. И. Вернадский в 1910 г. установил ряды изовалентного изоморфизма, показав их зависимость от термодинамических условий, то есть от того, где происходит минералообразование (табл. 12).

Таблица 12

Изоморфные ряды элементов (по В. И. Вернадскому)

1. $\underbrace{Al\ Fe\ Cr\ Mn}_I \mid Ti\ B\ [Y]\ [Ce]\ V\ In?$	10. $Au\ Ag\ Hg\ Cu\ \underbrace{Pb\ Tl}_{I?}$
$\underbrace{\hspace{10em}}_{II}$	$\underbrace{\hspace{10em}}_{II}\ \underbrace{\hspace{2em}}_{III}$
$\underbrace{\hspace{10em}}_{III}$	
2. $\underbrace{Ba\ Ca\ Sr\ Pb}_I$	11. $\underbrace{Pt\ Fe\ Pd\ Ir\ Rh\ Cu}_{III}$
$\underbrace{\hspace{2em}}_{II}\ \underbrace{\hspace{2em}}_{III}$	
	12. $\underbrace{Os\ Ru\ Rh\ Ir}_{III}$
3. $\underbrace{Br\ J\ Cl\ F}_I$	13. $\underbrace{Ca\ Mg\ Mn\ Fe}_{I?}$
	$\underbrace{\hspace{2em}}_{II}\ \underbrace{\hspace{2em}}_{III}$
	14. $\underbrace{O\ F}_{III?}$
4. $\underbrace{V\ P\ As\ Sb?}_{II\ III}$	15. $\underbrace{Co\ Fe\ Ni}$
5. $\underbrace{Bi\ Sb\ As}_{II\ III}$	16. $\underbrace{Si\ Ti\ Zr\ Mn}_{II\ III}$
6. $\underbrace{K\ Na\ Cs\ Rb\ \mid\ Tl\ Li\ H}_I$	17. $\underbrace{Th\ U}_{III}$
$\underbrace{\hspace{10em}}_{II}\ \underbrace{\hspace{2em}}_{III}$	18. $\underbrace{Zr\ Hf}_{III}$
7. $\underbrace{W\ Mo}_I$	19. $\underbrace{Nb\ Ta}_{III}$
8. $\underbrace{Ge\ Sn}_{II}$	20. $\underbrace{S\ Se\ Te?}_{II\ III}$
9. $\underbrace{Mg\ Mn\ Fe\ Zn\ Cd\ Cu\ Ni\ Co\ In?}_I$	
$\underbrace{\hspace{10em}}_{II}\ \underbrace{\hspace{2em}}_{III}$	

1. Кора выветривания—валозные минералы.
 II. Метаморфическая оболочка—фреатические минералы.
 III. Магматическая оболочка—ювенильные минералы.

Гетеровалентный изоморфизм наблюдается среди элементов различной валентности (см. примеры замещения двухвалентного кальция трехвалентным церием и двухвалентного железа трехвалентным алюминием в минерале ортите, шестивалентного вольфрама пятивалентным ниобием и танталом в вольфрамитах и др.).

А. Е. Ферсман определил закономерности развития гетеровалентного изоморфизма, которые отвечают диагональным направлениям менделеевской таблицы. Гетеровалентный изоморфизм имеет направленный характер, благодаря которому в решетках ионы низкой валентности замещаются ионами более высокой валентности (табл. 13).

Таблица 13

Ряды гетеровалентного изоморфизма

Г р у п п ы						
I	II	III	IV	V	VI	VII
Li 0,66	Be 0,34	B 0,20				
Na 0,98	Mg 0,74	Al 0,57	Si 0,39			
K 1,33	Ca 1,04	Sc 0,83	Ti 0,64			
Rb 1,49	Sr 1,20	Y 0,97	Zr 0,82	Nb 0,66	Mo 0,68	
Cs 1,65	Ba 1,38	TR 1,04-0,80	Hf 0,82	Ta (0,66)	W 0,68	Re 0,72

Исследования геохимиков, главным образом А. Е. Ферсмана, показали, что возможность изоморфных замещений определяется тремя основными причинами: 1) свойствами самих элементов (ионный радиус, валентность, тип иона); 2) типом соединения (величина и число окружающих частиц, структура решетки); 3) температурой и давлением.

Основное значение в изоморфных замещениях имеет величина ионных радиусов. Это выражается в законе Гримма—Гольдшмидта: *Изоморфная смесимость (при температурах, не очень близких к температурам плавления) в значительной степени проявляется тогда, когда радиусы соответствующих структурных единиц отличаются один от другого не более чем на 15% (в процентах от меньшего радиуса).*

В. С. и О. С. Соболевы на основании наблюдающихся в минералогии фактов, когда $\frac{r_1 - r_2}{r_2} > 15\%$ (например, замена $Mg^{+2} - Ca^{+2}$ в пироксенах или $K^{+1} - Na^{+1}$ в калий-натриевых полевых шпатах и др.), конкретизировали и уточнили закон Гримма—Гольдшмидта. Основной их вывод заключается в том, что способность ионов в кристаллической решетке к взаимозамещению при одинаковой валентности и типе ионов убывает с увеличением разности ионных радиусов. При $\frac{r_1 - r_2}{r_2}$ до 10—15% изоморфизм обычно бывает совершенным; увеличение $\frac{r_1 - r_2}{r_2}$ до 25—40% ведет к тому, что непрерывные смешанные кристаллы образуются только из расплава, причем при понижении температуры эти кристаллы распадаются. Если же $\frac{r_1 - r_2}{r_2} > 25-40\%$, смесимость становится несовершенной уже при температурах плавления.

Важнейшие примеры изоморфизма для силикатов по В. С. Соболеву приведены в таблицах 14 и 15.

В природных условиях наблюдаются случаи, когда в расплаве или растворе нехватает элемента, который должен образовать соединение. Тогда недостающий элемент замещается примесями, находящимися в расплаве или растворе, что ведет к повышенному содержанию элементов-примесей. Такое явление было названо В. В. Щербиной *компенсационным изоморфизмом*. Примером компенсационного изоморфизма является наблюдающееся в некоторых магматических комплексах повсеместное наличие ниобия в титановых минералах, а также замещение в апатитах кальция редкими землями.

С другой стороны, отмечается неодинаковая способность ионов замещать друг друга. В минералогии известны случаи, когда в калиевом полево шпате присутствует барий, но в бариевых минералах калий никогда не встречается. Это явление названо А. Е. Ферсманом *направленным (полярным) изоморфизмом*. А. Е. Ферсман устанавливает ряд:

K	Ca	Fe	Ca	Ti	TR	Sc	Mg
Ba	Y	Ge	Th	(Nb, Ta)	Th	Zr	Sc

Важнейшие случаи изовалентного изоморфизма в силикатах

Катион	r_1 и r_2	$\frac{r_1-r_2}{r_1}$ (в %)	Тип иона*	Координа- ционное число	Минерал	Характер изоморфизма	Условия кристаллизации
1	2	3	4	5	6	7	8
Zr ⁺⁴ Hf ⁺⁴	0,82 0,82	0	1 1	8 8	Циркон	Совершенный. В минерале изоморфная примесь до 22% HfSiO ₄	
				6 6	Катаплеит и другие силикаты с Na	Совершенный. В минерале изоморфная примесь до 5% силиката гафния	Очень высокая концентрация щелочей
Mg ⁺² Ni ⁺²	0,74 0,74	0	1 2	6 6	Оливин и др.	Совершенный. Изоморфная примесь до 7% силиката никеля	Высокая температура (содержание никеля уменьшается с увеличением содержания Fe)
					Непуит—антигорит	Совершенный (?) Непрерывный ряд	Низкая температура
Mg ⁺² Fe ⁺²	0,74 0,80	7	1 2	6 6	Оливин, диопсид, роговая обманка, биотит и др.	Совершенный. Полные ряды	Высокая и средняя температура
					Гиперстен	Неполный ряд (до 80% железистого компонента)	" "
					Антофиллит	Неполный ряд (до 50% железистого компонента)	Средняя температура

1	2	3	4	5	6	7	8
					Грюнерит	Неполный ряд (до 50% железистого компонента)	
				8			
				8	Гранат	Полный ряд	Очень высокое давление
Fe ⁺²	0,80	13	2	6	Тефрит	Совершенный. Полный ряд	Высокая и средняя температура
Mn ⁺²	0,91		2	6	Родонит	Неполный ряд (до 60% железистого компонента)	
				8			
				8	Гранат	Полный ряд	Повышенное давление
Zn ⁺²	0,83	10	3	4	Виллемит—фаялит	Несовершенный. Разрыв в минералах 76—13% Zn ₂ SiO ₄	
Mn ⁺²	0,91		2	6			
(Fe ⁺²)	(0,80)	(4)					
				6			
				6	Даналит	Совершенный (?)	При шестерной координации цинка, редкий в силикатах
K ⁺¹	1,33	12	1	10	Микроклин	Совершенный. Изоморфная примесь до 11% рубидиевого компонента	
Rb ⁺¹	1,49		1	10			
				12			
				12	Слюды	Совершенный. В природных слюдах значительная изоморфная примесь рубидиевого компонента	Средняя температура

Катион	r_1 и r_2	$\frac{r_1 - r_2}{r_1}$ (в %)	Тип иона*	Координационное число	Минерал	Характер изоморфизма	Условия кристаллизации
1	2	3	4	5	6	7	8
Ca ⁺² Mn ⁺²	1,04	14	1	6	Волластонит—родонит	Несовершенный. Ряд с разрывом	(Заметная полярность)
	0,91		2	6	Гранат		
Mg ⁺² Mn ⁺²	0,74	23	1	6	Пикротефроит	Совершенный (?)	Высокая температура
	0,91		2	6	Родонит—энстатит		
Al ⁺³ Fe ⁺³	0,57 0,67	18	1 2	8	Пироп—спессартин	Ряд с разрывом (малая растворимость)	При сложном составе и крупном катионе Ca ⁺²
				8	Al ₂ O ₃ —Fe ₂ O ₃		
				6	Кальциевый гранат	Несовершенный (разрыв)	
				6	Эпидот	Совершенный (полный)	
				4	Ортоклаз	Неполный ряд (до 40 % железистого компонента)	Высокая температура (?) (редко)
				4		До 10 % железистого компонента	

1	2	3	4	5	6	7	8
K ⁺¹ Cs ⁺¹	1,33	24	1	10	Калишпат—поллук (+SiO ₂)	Несовершенный. Ничтожная растворимость (до 0,3 Cs ₂ O и 0,8 K ₂ O)	Средняя температура
	1,65		1	12			
Li ⁺¹ Na ⁺¹	0,68	45	1	12	Слюды	До 10 % цезиевого компонента	" "
	0,98		1	8			
Ca ⁺² Fe ⁺²	1,04	30	1	6	CaSiO ₃ —FeSiO ₃	Ряд до 70 % железистого компонента	При температуре плавления
	0,80		2	6			
Ca ⁺² Mg ⁺²	1,04	40	1	8	Гранаты	Несовершенный. Разрыв от 13 до 75 % кальциевого компонента	Высокое давление (обратная полярность)
	0,74		1	8			
Ca ⁺² Mg ⁺²	1,04	40	1	8**	CaMg[Si ₂ O ₆] Mg ₂ [Si ₂ O ₆]	Непрерывный ряд	Температура плавления
	0,74		1	6			
				8		Ограниченная смешимость и распад	Более низкая температура
				8		Несовершенный. Ряд с разрывом от 35 до 78% кальциевого компонента	Высокое давление (обратная полярность)

Катион	r_1 и r_2	$\frac{r_1 - r_2}{r_1}$ (в %)	Тип иона*	Координа- ционное число	Минерал	Характер изоморфизма	Условия кристаллизации
1	2	3	4	5	6	7	8
Na ⁺¹ K ⁺¹	0,98 1,33	36	1 1	8 10***	Альбит-калишпат	Непрерывный ряд (система с минимумом) Распад и ограниченная смесимость	Температура плавления. Понижение температуры
					Цеолиты	Значительная смесимость	Низкая температура
Ti ⁺⁴ Zr ⁺⁴	0,64 0,82	36	1 1	6 8	TiO ₂ -ZrO ₂	Несовершенный. Ряд твердых растворов со стороны TiO ₂	Температура плавления (обратная полярность)
				6 6	Эльпидит, группа лонвита	Весьма незначительная растворимость	Более низкая температура
Si ⁺⁴ Ti ⁺⁴	0,39 0,64	64	1 1	4 6	MnTiO ₃ -MnSiO ₃	Значительная растворимость	" "
				4 4	Шорломит	Несовершенный. Ряд с разрывом	Температура плавления
						До 25 % титанистого компонента	Высокая температура

* 1 — катионы типа благородного газа; 2 — катионы переходного типа (например, Fe⁺²); 3 — катионы с 18-электронной оболочкой (тип купро).
 ** При высоких температурах, вероятно, координация одинакова — 6.
 *** При высоких температурах, вероятно, координация одинакова — 8.

Важнейшие случаи гетеровалентного изоморфизма в силикатах

Катион	r_1 и r_2	$\frac{r_1 - r_2}{r_2}$ в %	Координационное число	Схема замещения	Минерал	Характер изоморфизма	Условия кристаллизации
1	2	3	4	5	6	7	8
Na ⁺¹ Ca ⁺²	0,98 1,04	6	8 8	NaSi—CaAl	Плагиоклазы, скаполит	Непрерывный ряд	При низкой температуре разлагается H ₂ O
				2Na—Ca	Цеолиты Цеолиты, нефелин	Неполные ряды Ограниченная смешимость	
				NaAl—CaMg	Глаукофан—актинолит	Ряд с разрывом	
				NaFe ⁺³ —CaMg	Пироксены, амфиболы	Ряды с разрывом	
Li ⁺¹ Fe ⁺²	0,68 0,80	17	6 6	LiAl—2Fe	Слюды, турмалин	Полный ряд	Полный ряд (?) при высокой температуре Для Mg ⁺² ряд с разрывом
(Mg ⁺²) K ⁺¹ Ba ⁺²	(0,74) 1,33 1,38	(8) 1	10 10	KSi—BaAl	Полевые шпаты Цеолиты Цеолиты	Полный ряд (?) Неполные ряды "	
Ca ⁺²	1,04	30	8	CaAl — редкие земли Mg	Эпидот	Ряд с разрывом (?)	
Редкие земли ⁺³	1,04— 0,80	0	8	Na редкие земли— 2Ca	Минералы щелочных пород	Неполные ряды	

1	2	3	4	5	6	7	8
Mg ⁺² (Fe ⁺²) Al ⁺³	0,74 (0,80) 0,57	30	6	2Fe—LiAl	См. Li—Fe	Неполный ряд " Ряд с разрывом (полярность) Ограниченная смесимость Полный ряд	Высокая температура Высокая и средняя температура Полный ряд при температуре плавления (?) При температуре плавления
			6	CaMg—NaAl	См. Na—Ca		
			6	MgSi—2Al	Авгит		
				3Mg—2Al	Роговая обманка Биотит, мусковит		
			4	MgSi—2Al	Хлориты Мелилит		
Al ⁺³	0,57	46*	4	Si(Na, K) — Al(Ca, Ba)	См. Na—Ca K—Ba		
Si ⁺⁴	0,39		4	MgSi—2Al Si—NaAl	См. Mg—Al Роговая обманка Нефелин	Ограниченная растворимость	Высокая и средняя температура
Al ⁺³	0,57	12	6	SiH ₂ O—CsAl (?) 2Ti — 2Fe ⁺³ Mg	Поллукс Биотит	" "	"
(Fe ⁺³) Ti ⁺⁴	(0,67) 0,64	5	6 6	TiAl—FeSi(?)	Авгит	"	Высокая температура
Редкие зем- ли ⁺³	1,04—0,80	12—	8	(?)	Циркон и др.	"	
Zr ⁺⁴	0,82	27	8				

* При исправлении ионного радиуса кремния для шестерной координации, для которой даны все радиусы катионов, разность уменьшится до 40%.

В этом ряду каждый элемент, стоящий ниже, улавливается тем, который находится над ним, но не наоборот. Явление полярного изоморфизма А. Е. Ферсман объясняет энергетическими особенностями ионов. Так, замещение кальцием какого-нибудь близкого по объему элемента из редких земель энергетически выгодно, тогда как обратный процесс требует очень высоких концентраций кальция или вообще невозможен (табл. 16).

Таблица 16

Энергетические константы некоторых элементов

Замещается			Замещается			Δ эк (выигрыш)
ион	$r_1(kX)$	эк	ион	$r_1(kX)$	эк	
Ca^{2+}	1,04	1,75	Y^{3+}	1,97	3,95	2,20
Mg^{2+}	0,74	2,10	Sc^{3+}	0,83	4,65	2,55
Fe^{2+}	0,80	2,12	Sc^{3+}	0,83	4,55	2,53
Sc^{3+}	0,83	4,65	$Zr^{4+}(Hf^{4+})$	0,82	7,85	3,20
Ti^{4+}	0,64	8,40	$Nb^{5+}(Ta^{5+})$	0,66	13,60	5,20
K^{1+}	1,33	0,36	Pb^{2+}	1,26	1,65	1,29
Na^{1+}	0,98	0,45	Ca^{2+}	1,04	1,75	1,30

Кроме близости ионных радиусов, для образования изоморфных соединений необходима также близость поляризационных свойств. Так, несмотря на одинаковую величину радиусов Cu^{+1} и Na^{+1} (0,98 kX), изоморфных замещений этих элементов не наблюдается.

Точно так же неизоморфны близкие по размерам K^{+1} и Pb^{+2} , Cl^{-1} и S^{-2} , Si^{+4} и P^{+5*} и другие элементы.

Следует отметить, что в атомных структурах возможность изоморфных замещений определяется близостью атомных, а не ионных радиусов (например, изоморфизм элементов платиновой группы и др.). По-видимому, близость атомных радиусов играет роль при изоморфном вхождении Cd , In , Fe и других элементов в сфалерит.

* В последнее время установлены случаи ограниченного изоморфизма K^{+1} и Pb^{+2} в калиевых полевых шпатах и слюдах, Si^{+4} и Pb^{+5} — в так называемых силикофосфатах.

Выше указывалось, что изоморфизм зависит от термодинамических условий и что наиболее полно он проявляется при высоких температурах. При понижении температуры изоморфные смеси распадаются, в результате чего возникают закономерные прорастания одного минерала другим. Подобные образования известны в литературе как *структуры распада твердых растворов*. К ним относятся пертитовые прорастания (рис. 59). Особенно часты структуры распада твердых

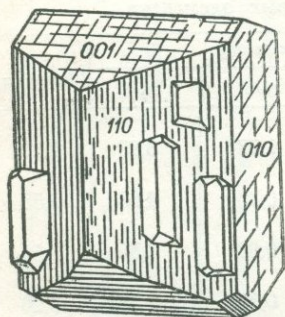


Рис. 59. Пертитовые вроски альбита в калиевом полевом шпате.

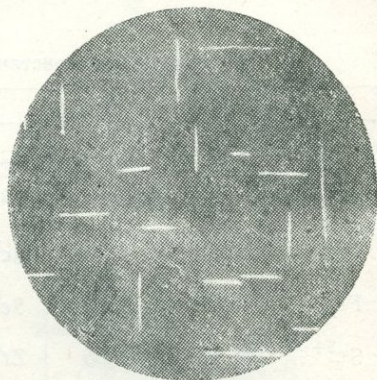


Рис. 60. Структура распада твердых растворов (выделение халькопирита в сфалерите). Ув. в 180 раз.

растворов среди сульфидных минералов, у которых они четко проявляются под микроскопом (рис. 60).

Распад твердых растворов заключается в том, что на месте однородной минеральной массы при понижении температуры происходят молекулярные перегруппировки, приводящие к появлению неоднородной смеси двух или больше минеральных компонентов.

У некоторых элементов изоморфные смеси распадаются не только вследствие понижения температуры, но и при изменении валентности, что влечет за собой изменение ионных радиусов и, следовательно, нарушение возможности изоморфизма. Этот процесс особенно часто наблюдается при окислении минералов и приводит к разделению элементов. В оливине $Mg_2[SiO_4]$, например, обычно содержатся Fe^{+2} , Mn^{+2} , Co^{+2} и Ni^{+2} , изоморфно замещающие Mg^{+2} , но на поверхности земли они переходят в высшую степень окисления и перестают быть изоморфными с двухвалентным магнием. Такая же картина наблюдается с самородными платиной, обычно содержащей в первичных месторождениях Cu , Ni , Fe , Pd и другие элементы, которые при окислении отделяются от пла-

тины. Происходит своеобразный процесс «самоочистки» главной составной части.

Разделение изоморфных элементов в минералах может совершаться также под влиянием их растворимости.

Изоморфизм имеет большое значение в минералогии. Законы изоморфизма позволяют предвидеть, какие элементы можно встретить в минерале, неполный состав которого известен. Наличие в минерале элемента, не отвечающего законам изоморфизма, является результатом механической примеси.

Влияние изоморфизма на понимание химизма минералов иллюстрирует пример В. И. Вернадского с минералом браунитом, состав которого обычно выражали формулой Mn_2O_3 . Так как химические анализы браунита почти всегда показывают наличие Ca, Mg, Si и Fe, не входящих в изоморфный ряд Mn в поверхностной зоне, то пришлось придать брауниту формулу $MnMnO_3$, в которой один Mn четырехвалентный, а другой — двухвалентный. Детальные исследования этого минерала подтвердили такое толкование его формулы и показали, что отмеченные элементы могут входить в браунит в форме $MnSiO_3$, $CaSiO_3$, $MgSiO_3$ и др.

Изоморфизм имеет, кроме того, большое практическое значение, так как изоморфные примеси в некоторых минералах определяют их промышленную ценность. Например, минерал сфалерит (ZnS) является единственной рудой для получения кадмия, галлия, индия.

При выветривании благодаря разделению элементов, содержащихся в минералах как изоморфные примеси, нередко создаются крупные промышленные концентрации металлов. В качестве примера можно назвать месторождения никелевых силикатных руд (возникающие за счет выветривания оливина), железа, марганца и др.

ПОЛИМОРФИЗМ

Выше мы отметили изменение кристаллической решетки минералов, вызванное систематическим химическим замещением одних ионов другими при переходе определенного предела (морфотропия), приводящее к тому, что некоторые соединения кристаллизуются в различных модификациях.

В природе изменения кристаллической решетки часто вызываются изменением температуры и давления. Такие изменения носят название *полиморфных*.

Явление полиморфизма легко можно наблюдать на азотнокислой соли аммония (NH_4NO_3). Если положить зерно этой соли на предметное стекло и нагреть до температуры выше

168°C, то соль превратится в жидкость. Под микроскопом видно, что капля является изотропной (при скрещенных николях будет темной). При охлаждении капли до 168°C вещество кристаллизуется, но поле микроскопа остается темным; значит, кристаллы принадлежат к кубической сингонии. При дальнейшем охлаждении до 127°C в кристаллах появится интерференционная окраска. Из кубических кристаллы превратятся в гексагональные. При температурах 87 и 36°C они переходят в различные виды ромбической сингонии и, наконец, при 18°C — в тетрагональную сингонию. Повышая температуру, можно осуществить обратный переход тетрагональных кристаллов в жидкость через две ромбические, одну гексагональную и одну кубическую формы.

Наиболее обычными примерами полиморфизма являются графит и алмаз, представляющие собой различные модификации углерода. Несмотря на одинаковый химический состав, эти минералы имеют резко различные свойства (табл. 17).

Таблица 17

Свойства полиморфных модификаций углерода

Свойства минералов	Минералы	
	алмаз	графит
Сингония	Кубическая	Гексагональная
Длина ребра элементарной ячейки a_0 (в kX)	3,5595	2,47
Цвет	Большой частью бесцветный	Железо-черный до стально-серого
Прозрачность	Водяно-прозрачный	Непрозрачный
Твердость	10	1
Показатель преломления	2,40—2,46	1,93—2,07
Плотность	3,50—3,53	2,09—2,23
Спайность	Средняя	Совершенная
Блеск	Алмазный	Металловидный
Электропроводность	Слабая	Высокая

Полиморфные модификации могут быть *энантиотропными* и *монотропными*. Первые характеризуются обратимостью превращений при нормальном давлении и определенной температуре (или в определенном температурном интервале). При более низкой температуре существует одна модификация, при

более высокой — другая. При монотропных превращениях одна модификация переходит в другую, но обратного перехода не наблюдается. Наиболее важны монотропные модификации двух типов: устойчивые при высоком давлении и устойчивые в некоторых многокомпонентных системах.

Монотропные модификации первого типа при обычном давлении неустойчивы независимо от температуры. Так, минерал кианит в условиях атмосферного давления при температурах выше 1300°C разлагается с образованием муллита и кристобалитового стекла. Примером модификаций второго типа могут служить арагонит и марказит, устойчивость которых, как уже отмечалось, определяется характером среды.

В природе наиболее развиты превращения без изменения структуры, хотя известны и превращения с перестройкой кристаллической решетки. В первом случае полиморфные превращения происходят очень легко, и повышение температуры приводит к образованию модификации с более высокой симметрией. Примером таких превращений является кварц.

У отдельных минералов превращения сопровождаются изменением типа плотнейшей упаковки. Так, сфалерит с кубической плотнейшей упаковкой переходит в вюрцит с гексагональной плотнейшей упаковкой и т. п.

Как показали современные исследования, полиморфизм вызывается особенностями кристаллической решетки, проявляющимися при нагревании или охлаждении вещества. Здесь главным образом сказываются изменения во взаимной поляризации ионов или атомов, которые удерживаются в кристаллической решетке электростатическими силами. В результате может измениться координационное число (табл. 18*).

Из полиморфных модификаций более высоко симметричные структуры имеют меньшие эффективные радиусы.

Таблица 18

Сравнение двух модификаций нашатыря (NH₄Cl)

Название модификации	Устойчивость при температуре (в °C)	Тип структуры	Координационное число	Расстояние А-Х (в ÅX)
α -NH ₄ Cl	< 184,3	CsCl	8	3,35
β -NH ₄ Cl	> 184,3	NaCl	6	3,27

* Для некоторых полиморфных модификаций, например марказита, пирита, низко- и высокотемпературного кварца, координационное число остается одинаковым.

РАДИОАКТИВНОСТЬ

Существенное влияние на состав и структуру минеральных видов оказывает *радиоактивность* — явление, связанное с особенностями строения ядра, когда количество протонов или нейтронов в нем превышает оптимальное соотношение.

При повышенном содержании протонов ядро теряет один положительный заряд, либо выделяя β^+ -частицу (позитрон), либо вовлекая из электронной оболочки атома один электрон (явление К-захвата). В случае повышенного содержания нейтронов ядро теряет отрицательный заряд, выделяя β^- -частицу (электрон).

В природе известны также явления с выделением α -частиц, α -распад с одновременным спонтанным делением ядра и распад с одновременным выделением двух β -частиц.

Элементы, ядра которых обладают указанными особенностями, называются *радиоактивными*, а изменения, происходящие в них, — *радиоактивным распадом*.

Радиоактивный распад происходит самопроизвольно и приводит к непрерывному превращению одних атомов в другие, в результате чего ядро приобретает более устойчивое соотношение протонов и нейтронов.

При выделении α -частицы ядро теряет массу в четыре единицы и два положительных заряда и как бы перемещается в таблице Менделеева на две клетки влево (например, U_{92}^{238} превращается в Th_{90}^{234}). При выделении β^- -частицы ядро почти не изменяет массы, но приобретает один положительный заряд и перемещается на одну клетку вправо (например, Th_{90}^{234} превращается в Pa_{91}^{234}). При β^+ -распаде или К-захвате, почти не изменяя массы, ядро теряет или как бы теряет один положительный заряд и перемещается на одну клетку влево (например, при К-захвате K_{19}^{40} превращается в Ar_{18}^{40}).

Скорость радиоактивного распада различна, но постоянна для каждого элемента. При радиоактивном распаде половина атомов, независимо от их числа, превращается всегда за одно и то же время (T), характерное для данного элемента и называемое его *периодом*, или *временем полураспада*.

Радиоактивный распад приводит к образованию устойчивых неактивных элементов. Наиболее склонны к радиоактивному распаду отдельные изотопы химических элементов.

Природную радиоактивность на Земле создают торий (Th^{232}) и три изотопа урана (U^{238} , U^{235} , U^{234}).

Среднее содержание урана в земной коре (табл. 2) — 3 г/т, а в изверженных породах — 4 г/т. При этом между отдельными изотопами устанавливается следующее соотношение: U^{234} — 0,0058%; U^{235} — 0,71% и U^{238} — 99,28%. В земной коре

уран развит в виде иона U^{+4} и U^{+6} , который обычно образует комплексный катион — уранил $(UO_2)^{+2}$.

Количество тория в земной коре — 8 г/т (табл. 2), а в изверженных породах — 11,5 г/т. В земной коре он содержится в виде изотопа Th^{232} , встречается в виде иона Th^{+4} .

Торий и уран образуют три семейства (табл. 19): урана с родоначальным изотопом U^{238} , тория с родоначальным изотопом Th^{232} и актиния с родоначальным изотопом U^{235} . Конечные продукты распада этих семейств — устойчивый свинец (Pb^{206} , Pb^{208} и Pb^{207}) и гелий. Промежуточными продуктами распада этих семейств являются короткоживущие элементы, в том числе радий (Ra^{226} , Ra^{228} , Ra^{224} , Ra^{223}) и радон (Rn^{222} , Rn^{220} , Rn^{219}). Они также создают природную радиоактивность.

Природную радиоактивность создают и легкие радиоактивные элементы (C^{14} , K^{40} , Rb^{87} и др.).

Продолжительность существования радиоактивных элементов зависит от величины их периода полураспада. Так, например, период полураспада U^{238} равен $4,50 \times 10^9$ лет; U^{234} — $2,52 \times 10^4$ лет; Ra^{226} — 1622 года, а Ac^{218} — всего 1,5—2 сек.; Rn^{218} — 0,019 сек.; Ra^{224} — 3,64 дня; Ac^{228} — 6,13 часа, Po^{215} — $1,83 \times 10^{-3}$ сек. и т. д. Следовательно, уран и торий могут сохраняться в минералах на протяжении нескольких геологических периодов. Другие же элементы, например радий, актиний, полоний, исчезнут из содержащих их минералов, если их распад не компенсируется новыми образованиями из урана и тория.

Радиоактивные элементы, производные урана или тория, содержатся в минералах в количествах, пропорциональных количествам их первичных элементов; отношение радия к урану в минералах постоянно и равно $3,4 \cdot 10^{-7}$. Следовательно, ни один минерал не может содержать более 340 мг радия на тонну содержащегося в нем урана.

В настоящее время известно более 190 минеральных видов и разновидностей, содержащих радиоактивные элементы. Это главным образом кислородные соединения, в которых уран находится в четырехвалентной или шестивалентной форме, а также такие, в которых одновременно присутствует и четырехвалентный и шестивалентный уран. Кроме того, уран и торий входят в состав минералов, изоморфно замещая друг друга, а также Zr, Ca и другие элементы.

Большинство минералов, содержащих радиоактивные элементы, связано с гидротермальными процессами. Выделяются они преимущественно в виде урановых минералов, в которых уран определяет самостоятельность минерального вида. В магматических процессах уран, за исключением редких минералов браннерита и делоренцита, не образует самостоятельных минералов, а входит в виде изоморфной примеси в аксессуар-

Радиоактивные семейства и отдельные естественные радиоактивные изотопы

Семейство урана			Семейство тория		
Радиоактивный элемент и символ	Излучение	Период полураспада	Радиоактивный элемент и символ	Излучение	Период полураспада
Уран I (U^{238})	α	$4,50 \times 10^9$ лет	Торий (Th^{232})	α	$1,389 \times 10^{10}$ лет
↓			↓		
Уран X1 (Th^{234})	β^-	24,10 дня	Мезоторий I (Ra^{228})	β^-	6,7 года
↓			↓		
Уран X2* (Ra^{234})	β^-	1,14 мин.	Мезоторий II (Ac^{228})	β	6,13 часа
↓			↓		
Уран II (U^{234})	α	$2,52 \times 10^5$ лет	Радиоторий (Th^{228})	α	1,90 года
↓			↓		
Ионий (Th^{230})	α	$8,0 \times 10^4$ лет	Торий X (Ra^{224})	α	3,64 дня
↓			↓		
Радий (Ra^{226})	α	1622 года	Эманация тория, торон (Rn^{220})	α	54,5 сек.
↓			↓		
Эманация радия, радон, нитон (Rn^{222})	α	3,825 дня	Торий А (Po^{218})	α, β^-	0,158 сек.
↓			~100% α ↓		
Радий А (Po^{218})	α, β^-	3,05 мин.	Торий В (Pb^{212})	β^-	10,6 часа
99,96% 0,04%			↓	α	3×10^{-4} сек.
α ↓			Астатин (At^{216})		
Радий В (Pb^{214})	β^-	26,8 мин.	↓		
↓			Торий С (Bi^{212})	β^-, α	1,01 часа
Астатин (At^{218})	α, β^-	1,5—2 сек.			

Семейство урана			Семейство тория		
Радиоактивный элемент и символ	Излучение	Период полураспада	Радиоактивный элемент и символ	Излучение	Период полураспада
<p>99,99 % 0,01 %</p> <p>↓ ↓ α β^-</p> <p>Радон (Rn^{218})</p> <p>↓ ↓ α β^-</p> <p>Радий С (Bi^{214}) Радий С' (Po^{214})</p> <p>0,04% 99,96%</p> <p>↓ ↓ α β^-</p> <p>Радий С'' (Tl^{210}) Радий С' (Po^{214})</p> <p>↓ ↓</p> <p>Радий D (Pb^{210}) Радий Е (Bi^{210})</p> <p>~100% 5×10^{-5} %</p> <p>↓ ↓ β^- α</p> <p>Радий Е (Po^{210}) Таллий (Tl^{206})</p> <p>↓ ↓</p> <p>Радий G → (Pb^{206}) ↓</p> <p>Устойчивый</p>	<p>α</p> <p>β^-, α</p> <p>α</p> <p>β^-</p> <p>β^-</p> <p>β^-, α</p> <p>α</p> <p>β^-</p> <p>Устойчивый</p>	<p>0,019 сек.</p> <p>19,7 мин.</p> <p>$1,637 \times 10^{-4}$ сек.</p> <p>1,32 мин.</p> <p>25 лет</p> <p>5,02 дня</p> <p>138,3 дня</p> <p>4,23 мин.</p>	<p>66,3 % 33,7 %</p> <p>↓ ↓ β^- α</p> <p>Торий С' (Po^{212}) Торий С'' (Tl^{208})</p> <p>↓ ↓</p> <p>Торий D (Pb^{208})</p> <p>Устойчивый</p>	<p>α</p> <p>β^-</p> <p>Устойчивый</p>	<p>$3,04 \times 10^{-7}$ сек.</p> <p>3,1 мин.</p>

* Уран X2 (Ra^{234}) образует также посредством изоморфного перехода уран Z (Ra^{234}). Он обладает β^- -излучением и превращается в уран II (U^{234}) с периодом полураспада 6,7 часа.

Семейство актиния			Отдельные изотопы			
Радиоактивный элемент и символ	Излучение	Период полураспада	Изотопы	Характер распада	Продукт распада	Период полураспада, годы
Актиноуран (U^{235})	α	$7,07 \times 10^8$ лет	n^1	β^-	H^1	12,8 мин.
↓						
Уран Y (U^{231})	β^-	25,6 часа	T^3	β^-	He^3	12,46 лет
↓						
Протактиний (Pa^{231})	α	$34,3 \times 10^3$ лет	C^{14}	β^-	N^{14}	5,568 лет
↓						
Актиний (Ac^{227})	β^-, α	27,7 лет	K^{40}	88,8 % β^-	Ca^{40}	} $1,33 \times 10^9$ лет
				11,2 + K-захват	A^{40}	
98,8% 1,2%						
β^- ↓						
Радиоактиний (Th^{227})	α	18,6 дня	$V^{50} (?)$	β^- или K-захват либо оба	Cr^{50} или Ti^{50} или оба	$> 10^{12} (?)$ лет
↓						
Актиний K (Ft^{223})	β^-	21 мин.	Rb^{87}	β^-	Sr^{87}	$6,15 \times 10^{10}$ лет
↓						
Актиний X (Ra^{223})	α	11,2 дня	In^{115}	β^-	Sn^{115}	6×10^{14} лет
↓						
Эманация актиния, актинон (Rn^{219})	α	3,99 сек.	$Sb^{123} (?)$	β^-	Te^{123}	Вероятно, очень большой $\sim 10^{21}$ лет
↓						
Актиний A (Po^{215})	α, β^-	$1,83 \times 10^{-3}$ сек.	Te^{130}	Двойные β^-	Xe^{130}	

ные минералы (циркон, монацит, ортит, сфен и др.) гранитоидов и щелочных пород. В гранитах основная масса урана рассеяна в виде субмикроскопических подвижных соединений, вероятно, в виде окислов. Значительное количество урана фиксируется в экзогенных процессах при выветривании и осадкообразовании.

По происхождению урановые и ториевые минералы можно разделить на первичные (главным образом окислы и некоторые силикаты) и вторичные (в основном гидроокислы, карбонаты, сульфаты, фосфаты, арсенаты, ванадаты и гидратированные силикаты). Первые характеризуются черным до коричневого цветом, полупрозрачны до непрозрачных, обычно изотропны. Они содержат U^{+4} , Th^{+4} или оба эти элемента. Вторые же ярко окрашены в оранжевый, оранжево-красный, янтарный, желтый, зеленовато-желтый, желто-зеленый и зеленый цвета. Они прозрачны, анизотропны и содержат уран в виде уранил-иона (UO_2)⁺².

Относительные количества радиогенного Pb, U, Th и других радиоактивных элементов в минералах непосредственно связаны с их геологическим возрастом, на чем и основано абсолютное определение возраста минералов и горных пород.

Наблюдениями установлено, что 1 г урана и находящиеся с ним в равновесии продукты в 1 минуту излучают приблизительно $6 \cdot 10^6$ α -частиц, а 1 г тория со своими продуктами распада — около $1,5 \cdot 10^6$ α -частиц. В результате бомбардировки α -частицами во многих минералах происходит изменение структуры, а в некоторых — более или менее полная структурная изотропизация. Это явление, получившее название *метамиктного изменения*, будет рассмотрено позднее.

В результате распада радиоактивные минералы приобретают иную структуру, а окружающие их минералы претерпевают изменения химического состава и некоторых физических свойств.

Структура минералов, богатых ураном, нарушается вследствие образования свинца и гелия и изменения иона урана, вызванного окислением. Результатом нарушения структуры нередко бывает изменение окраски минералов: голубая, фиолетовая и желтая у галита; голубая и фиолетовая у флюорита. Изменение окраски галита может быть вызвано также β -частицами при облучении их K^{40} . По данным К. Пршибрама, 0,1% калия может в течение 20 000 лет вызвать окрашивание галита. Окраска галита, флюорита и других минералов объясняется тем, что α -излучение приводит к местным нарушениям в структуре минерала в виде дефектов того или иного рода (например, возникновение отдельных атомов вместо ионов). Для заметной окраски галита при облучении α - и β -лучами необходимо от 10^4 до 10^9 лет.

С радиоактивным влиянием связывают также появление бледно-красной окраски в полевом шпате, темно-фиолетовой — в кварце, зеленой — в алмазе, золотистого оттенка в некоторых бериллах и др.

Под действием α -излучения во многих минералах, содержащих закисное железо (биотит, хлорит, роговая обманка, авгит, турмалин, кордиерит и др.), появляются так называемые *плеохроичные ореолы*. Эти ореолы образуются вокруг зерен циркона, монацита, ксенотима, апатита, ортита, сфена и других минералов в результате окисления двухвалентного железа. Плеохроичные ореолы, как правило, встречаются в минералах интрузивных кислых пород.

Многие минералы (полевой шпат, кварц, слюда, кальцит, доломит, флюорит и др.), находившиеся под действием радиоактивных излучений, при нагревании в темноте начинают сильно светиться (*термолюминесценция*). Кривая свечения показывает степень ослабления структуры минерала в результате облучения. Для некоторых минералов, например для флюорита, установлено, что интенсивность люминесценции является функцией его возраста и радиоактивности.

Особенностью радиоактивных минералов является то, что они и окружающие их минералы обычно разбиты серией радиальных трещин на расстоянии от долей до нескольких десятков сантиметров. Радиальные трещины особенно развиты в пегматитах вокруг уранинита, эвксенита, самарскита, торита и др. Трещины появляются вследствие увеличения объема при метамиктном распаде, а в случае уранинита, вероятно, — увеличения объема при окислении U^{+4} до U^{+6} .

МЕТАМИКТНОЕ СОСТОЯНИЕ

Радиоактивные минералы часто бывают аморфными, хотя и имеют кристаллические ограничения. Такие минералы называются *метамиктными*, а процесс их перехода в метамиктное состояние — *метамиктным распадом*.

Метамиктные минералы имеют раковистый излом, изотропны и характеризуются аномально низкой плотностью, аномально низкими показателями преломления и аномальным количеством адсорбционной воды. Например, плотность метамиктных цирконов из россыпей о. Цейлона равна 3,8—4,0, в то время как плотность кристаллических разновидностей этого минерала — около 4,7.

Уменьшение плотности является следствием того, что при метамиктном распаде в результате разрушения кристаллической решетки увеличивается объем минерала. Так, для циркона это увеличение достигает 27%, а для пирохлора — около 30%.

При нагревании метамиктные минералы переходят в кристаллическое состояние, что ведет к сокращению их объема и, следовательно, к увеличению плотности. Так, при прокаливании метамиктного торита объем образцов сократился на 20—30%. Переход метамиктных минералов в кристаллическое состояние происходит при постоянной температуре, которая может считаться своего рода константой.

Метамиктному распаду подвергаются почти исключительно сложные окислы, орто- и диоритосиликаты переходных и редкоземельных элементов.

Наблюдения показали, что метамиктный распад всегда связан с наличием в составе минералов определенного количества радиоактивных элементов. В зональном цирконе из Оклахомы, в котором чередуются метамиктные и кристаллические слои, первые содержат примерно в десять раз больше U и Th, чем вторые. В настоящее время метамиктный распад объясняется разрушением структуры минерала под влиянием α -частиц. Например, циркон в результате метамиктного распада переходит в окислы ZrO_2 и SiO_2 . Метамиктное состояние также может быть вызвано окислением Fe^{+2} и U^{+4} . Все цирконы обнаруживают некоторую степень уменьшения излучения, и в структуре циркона α -распад воздействует на $4,5 \cdot 10^3$ атомов минерала.

Внутренняя устойчивость структуры также зависит от степени метамиктизации, общей α -активности минерала и времени, в течение которого минерал подвергался α -излучению. Установлено, что между степенью метамиктного распада и возрастом минералов существует определенная зависимость. Поэтому зная радиоактивность и степень метамиктного распада минерала, можно вычислить его приблизительный возраст.

Минералы, содержащиеся в молодых вулканических породах, метамиктными свойствами не обладают.

Определяя метамиктный распад как следствие содержания в минералах радиоактивных элементов, необходимо вместе с тем обратить внимание на то, что многие сильно радиоактивные минералы (торианит, монацит и др.) не были встречены в метамиктном состоянии. Следовательно, разрушение кристаллической решетки минералов под влиянием радиоактивных излучений имеет избирательный характер. Причину этого А. С. Поваренных видит в электроотрицательности главных катионов. По данным А. С. Поваренных, метамиктный распад наблюдается в тех соединениях, где максимальная разность электроотрицательностей катионов не превышает 100—120 ккал/г-атом.

ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ

В земной коре химические элементы встречаются в определенных ассоциациях, обусловленных строением атомов этих элементов. А. Н. Заварицкий и А. Г. Бетехтин на основании геохимического анализа таблицы Менделеева выделили 12 групп совместно встречающихся в природе химических элементов (рис. 61), которые выражают закономерности пространственного распределения элементов в минеральных образованиях земной коры.

1. Группа благородных газов: He, Ne, Ar, Kr, Xe и Rn. Атомы этих элементов обладают устойчивой 8-электронной (для гелия 2-электронной) наружной оболочкой. Они не вступают ни в какие химические соединения и неизвестны в составе минералов как их составные части.

2. Группа главных элементов горных пород: Li, Be, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Rb, Sr, Cs и Ba. Все они образуют устойчивые ионы с 8-электронной и отчасти с 2-электронной внешней оболочкой. Входят в состав многих пороодообразующих минералов.

3. Водород. В окислительной обстановке, теряя единственный электрон, превращается в ядро и обычно входит в электронную сферу ионов кислорода, образуя активный ион $[\text{OH}]^{-1}$, а при вхождении двух протонов H^{+1} — электрически нейтральные молекулы H_2O . Гидроксил входит в состав многих минералов, представляющих собой основные соли, а H_2O — в состав так называемых кристаллогидратов. H_2O — главная составная часть водных бассейнов, минеральных источников и вулканических эксгаляций.

4. Группа минерализаторов, или элементов магматических эманаций: B, C, N, O, F, P, S и Cl. Образуют простые или комплексные анионы, играющие важную роль в процессах минералообразования. Большинство этих анионов образует с катионами легкорастворимые и летучие соединения. Вместе с H_2O выделяются в виде газовой фазы при вулканических эксгаляциях.

5. Элементы группы железа: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Co. Занимают как бы промежуточное положение между элементами, входящими в состав горных пород, и элементами, слагающими рудные месторождения. Все они в виде изоморфных примесей входят в состав силикатов, а многие из них образуют самостоятельные минералы, входящие в состав крупных месторождений этих металлов.

6. Группа редких металлов: Y, TR и Zr, Hf, Nb, Ta. Встречаются совместно в редких минералах, которые представляют собой сложные окислы, содержащие большое количество изоморфных примесей различных элементов.

1 H 1 1,0080																	
2 He 2 4,003 10 Ne 8 2 20,183 18 Ar 8 8 2 39,944 36 Kr 8 18 8 2 83,7 54 Xe 8 18 18 8 2 131,3 86 Rn 8 18 32 18 8 2 222	3 Li 2 6,940 11 Na 1 8 2 22,987 19 K 1 8 8 2 39,096 37 Rb 1 8 18 8 2 85,48 55 Cs 1 8 18 18 8 2 132,91 87 Fr 1 8 18 32 18 8 2 226,05	4 Be 2 9,02 12 Mg 2 8 2 24,32 20 Ca 2 8 8 2 40,08 38 Sr 2 8 18 8 2 87,63 56 Ba 2 8 18 18 8 2 137,38 88 Ra 2 8 18 32 18 8 2 227	5 B 3 2 10,82 13 Al 3 8 2 26,97 21 Sc 2 9 8 2 45,10 39 Y 2 9 18 8 2 88,92 57-71 TR 2 9 18 32 18 8 2 138,92-174,99	6 C 4 2 12,010 14 Si 4 8 2 28,06 22 Ti 2 10 8 2 47,90 40 Zr 2 10 18 8 2 91,22 72 Hf 2 10 32 18 8 2 178,6	7 N 5 2 14,008 15 P 5 8 2 30,98 23 V 2 11 8 2 50,95 41 Nb 12 18 8 2 92,91 73 Ta 2 11 32 18 8 2 180,88	8 O 8 2 16,0000 16 S 6 8 2 32,06 24 Cr 1 13 8 2 52,01 42 Mo 13 18 8 2 95,95 74 W 12 18 8 2 183,92	9 F 7 2 19,00 17 Cl 7 8 2 35,457 25 Mn 2 13 8 2 54,93 43 Tc 1 14 18 8 2 95,95 75 Re 2 13 32 18 8 2 186,31	26 Fe 2 14 8 2 55,85 44 Ru 15 18 8 2 101,7 76 Os 14 32 18 8 2 190,2	27 Co 2 15 8 2 58,94 45 Rh 1 16 8 2 102,91 77 Ir 2 15 32 18 8 2 193,1	28 Ni 2 16 8 2 58,69 46 Pd 0 18 18 8 2 106,7 78 Pt 1 17 32 18 8 2 195,23	29 Cu 1 18 8 2 63,57 47 Ag 1 18 18 8 2 107,880 79 Au 1 18 32 18 8 2 197,2	30 Zn 2 18 8 2 65,38 48 Cd 2 18 18 8 2 112,41 80 Hg 2 18 32 18 8 2 200,61	31 Ga 3 18 8 2 69,72 49 In 3 18 18 8 2 114,76 81 Tl 3 18 32 18 8 2 204,39	32 Ge 4 18 8 2 72,60 50 Sn 4 18 18 8 2 118,70 82 Pb 4 18 32 18 8 2 207,21	33 As 5 18 8 2 74,91 51 Sb 5 18 18 8 2 121,76 83 Bi 5 18 32 18 8 2 209,00	34 Se 6 18 8 2 78,96 52 Te 6 18 18 8 2 127,61 84 Po 6 18 32 18 8 2 210	35 Br 7 18 8 2 79,916 53 I 7 18 18 8 2 126,92 85 At 7 18 32 18 8 2

Рис. 61. Геохимическая классификация химических элементов (по А. Н. Заварицкому).

Цифры перед названием элементов означают их порядковые номера; колонки цифр после знака элемента — числа электронов в каждой оболочке данного атома; цифры под кружками слева — атомные веса элементов. Кружки, показанные тонкими линиями, отвечают размерам атомов в данном масштабе; кружки, изображенные жирными сплошными линиями, соответствуют размерам катионов, а кружки, показанные пунктирными линиями, — размерам анионов.

7. Группа радиоактивных элементов: Ra, Th, U. Наблюдаются совместно в виде изоморфных примесей главным образом в минералах, содержащих редкие металлы, а также в виде труднорастворимых силикатов (Th и U) и легкорастворимых солей кислородных кислот (U). Для Ra самостоятельные минералы неизвестны.

8. Группа молибдена и вольфрама: Mo, W, Re. Входят в состав сульфидов (Mo, Re) и окислов (W), образующих крупные месторождения. Re самостоятельных минералов не образует.

9. Элементы группы платины: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt. Встречаются совместно в виде самородных металлов.

10. Группа типичных металлогенных элементов сульфидных месторождений: Cu, Zn, Ga, Ge, Ag, Cd, In, Sn, Au, Hg, Tl, Pb. Характеризуются 18-электронной оболочкой. Резко выражена склонность к сере (образуют сульфиды). Cu, Ag и Au встречаются в самородном виде.

11. Группа полуметаллов и тяжелых минерализаторов: As, Sb, Bi, Se, Te. As, Sb и Bi образуют комплексные сульфаноанионы, в виде которых, соединяясь с катионами, главным образом с Cu^{+1} , Ag^{+1} и Pb^{+2} , дают большое число сульфосолей. Встречаются также в виде сульфидов. В восстановительных условиях дают самородные металлы и интерметаллические соединения с Cu, Ag и Au. Se в виде изоморфных примесей входит в сульфиды, а также образует редкие селениды с Cu, Ag и Hg. Te образует интерметаллические соединения (теллуриды) и встречается в самородном состоянии.

12. Группа тяжелых галоидов: Br и J. Образуют редкие бромиды и иодиды с Ag, Cu и Hg. В виде изоморфных примесей входит в состав минералов хлора.

Как видим, совместное нахождение химических элементов в земной коре в значительной мере определяет и совместное нахождение определенных минеральных видов.

Минеральные виды, встречающиеся в земной коре совместно, образуют их совокупности, или *парагенезисы*.

На совместное нахождение минеральных видов обращали внимание многие исследователи, в том числе М. В. Ломоносов и В. М. Севергин. Наиболее полно эти закономерности рассмотрел А. Брейтгаупт. Он ввел в науку понятие парагенезиса, который определил как более или менее резко выраженную способность минералов к их совместному нахождению — *ассоциации*.

Учение о парагенезисе в его современном виде было разработано В. И. Вернадским, В. М. Гольдшмидтом, Д. С. Коржинским и др. Под парагенезисом понимают *совместное*

нахождение минералов, обусловленное генетической связью между ними, которая может заключаться в одновременном образовании минералов (общий процесс), последовательном происхождении их друг из друга (опять-таки при общем процессе), последовательном выделении из одного и того же источника, последовательном образовании одного минерала из другого путем замещения и т. д. Для парагенезиса очень важно установление минералов сходного генезиса, которые составляют *парагенетический ряд*.

Каждый парагенетический ряд данного месторождения связан с определенной стадией минерализации. Поэтому при минералогическом изучении месторождений недостаточно лишь установить тот или иной список минералов, а необходимо рассматривать их в соответствии с определенными генетическими группами.

Установление парагенетических ассоциаций, как правило, является нелегкой задачей, в особенности в эндогенных месторождениях, где часто наблюдается наложение одной стадии минералообразования на другую. В таких случаях на помощь должно прийти установление генераций тех или иных минералов, а также определение возрастных отношений (последовательности образования) отдельных минералов и их зарождений. Изучение закономерностей смены парагенезисов дает возможность устанавливать условия миграции химических элементов при образовании минеральных месторождений.

Взаимоотношения минералов, позволяющие устанавливать последовательность их образования, называются *парагенетическими*.

В природных процессах минералы образуются либо одновременно, либо в определенной последовательности. Главнейшие признаки, на основании которых устанавливается порядок выделения минералов, таковы:

1. Пограничные линии между минералами. Минерал, выполняющий трещинки в другом минерале, образовался позже того минерала, в котором он находится.

2. Правильность ограничений (степень идиоморфизма минералов). Хорошо окристаллизованные минералы часто являются более ранними, чем те, которые занимают промежутки между ними.

3. Реликты одного минерала в другом и замещения. Реликты принадлежат минералу, который выделился значительно раньше.

Для более точной формулировки законов парагенезиса А. Е. Ферсман ввел понятие *парагена* и дал уравнение парагена, определяющее последовательность кристаллизации в природных процессах.

В настоящее время анализ парагенетических закономерностей месторождений производится на основе законов физической химии, детально разработанных в применении к минералогии и петрографии Д. С. Коржинским.

Д. С. Коржинский создал новый метод исследования, получивший название *парагенетического анализа*. Сущность его заключается в том, что на основании изучения ассоциаций минералов строятся диаграммы, отражающие (в барцентрических координатах) парагенезисы минералов в системе. Эта система состоит из определенных компонентов, отвечающих условиям образования — температуре, давлению и концентрации подвижных компонентов. Диаграммы, построенные на сравнительно небольшом количестве фактов, позволяют предвидеть целый ряд еще не обнаруженных парагенезисов.

Указанные диаграммы дают также возможность устанавливать так называемые *запрещенные парагенезисы**.

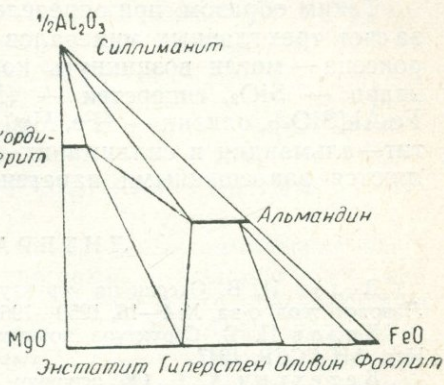


Рис. 62. Парагенетическая диаграмма бедных кальцием кристаллических сланцев архея Восточной Сибири.

Метод Д. С. Коржинского позволяет делать реальные прогнозы в отношении минеральных месторождений.

На рис. 62 приведена парагенетическая диаграмма бедных кальцием кристаллических сланцев архея Восточной Сибири. В этих сланцах обнаружены силлиманит ($AlO [AlSiO_4]$), фаялит ($Fe_2 [SiO_4]$) и энстатит ($Mg [SiO_3]$). Соответственно здесь установлены четыре компонента: Al_2O_3 , MgO , FeO и SiO_2 . Первые три компонента помещаем в вершины прямоугольного равнобедренного треугольника (эти вершины соответствуют 100% каждого компонента и в них находится 100% каждого из трех минералов), а четвертый, содержащийся в избытке, не наносим на диаграмму, считая, что он присутствует во всех случаях в достаточных количествах. Прямые линии, которые соединяют минералы, находящиеся в парагенезисе, называются *коннодами*. На парагенетических диаграммах конноды не должны пересекаться.

Диаграмма распадается на 8 треугольных полей, отвечающих определенным совместным ассоциациям минералов при

* Запрещенными называются парагенезисы, невозможные в природе либо неустойчивые при данных температуре и давлении.

данной температуре и давлении: 1) силлиманит-кордиеритовое поле с кварцем; 2) кордиерит-гиперстеновое с кварцем; 3) силлиманит-кордиерит-альмандиновое с кварцем; 4) кордиерит-альмандин-гиперстеновое; 5) силлиманит-альмандиновое с кварцем; 6) альмандин-гиперстеновое с кварцем; 7) альмандин-гиперстен-оливиновое; 8) альмандин-фаялитовое.

Таким образом, при определенной температуре и давлении за счет трех главных минералов — силлиманита, фаялита и пироксена — могли возникнуть кордиерит $(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_3[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$, кварц — SiO_2 , гиперстен — $(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, альмандин — $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, оливин — $(\text{Fe, Mg})_2[\text{SiO}_4]$. Такие пары, как энстатит—альмандин и силлиманит—фаялит, в данном случае являются запрещенными парагенезисами.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Мин. сборник Львовск. геол. о-ва, № 4—16, 1950—1962.

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, 1947.

Бетехтин А. Г. Об основном законе геохимии. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1952.

Бокй Г. Б. Введение в кристаллохимию. Изд. Моск. ун-та, 1954.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии, в. I, 1926.

Вернадский В. И. Минералогия, в. I, 1910.

Власов К. А. Периодический закон Д. И. Менделеева и изоморфизм. ИМГРЭ, 1962.

Герман Р. Ф. Гетеромерная минералогическая система (Heteromeres Mineral System). Тр. Моск. о-ва естествоисп., т. 10, 1855.

Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. Госгеолтехиздат, 1962.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.

Капустинский А. Ф. Универсальное уравнение энергии решетки ионных кристаллов. Журнал общей химии, т. XII, в. 7—8, 1943.

Костылова Е. Е. О метамиктном распаде минералов группы циркона. Вопросы минералогии, геохимии и петр. Изд. АН СССР, 1946.

Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Гостехиздат Украины, 1951.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. Ленингр. ун-та, 1957.

Поваренных А. С. К вопросу о сущности метамиктного распада минералов. ЗВМО, № 4, 1956.

Поваренных А. С. Об использовании электроотрицательности элементов в кристаллохимии и минералогии. Зап. Укр. отд. ВМО, 1962.

Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1956.

Соболев В. С. Введение в минералогия силикатов. Изд. Львовск. ун-та, 1949.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. I—IV, ОНТИ, 1933—1939.

Хейрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. ИЛ, 1962.

Щербина В. В. Геохимия. Изд. АН СССР, 1939.

РАЗДЕЛ III

ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Образование минералов и минеральных комплексов определяется геологическими процессами, формирующими лик Земли. Эти процессы в зависимости от места возникновения активного вещества разделяются на *эндогенные*, *экзогенные*, *метаморфогенные* и *космогенные*.

Совокупностью этих процессов полностью охватывается все минералообразование.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Эндогенные (изнутрирожденные), или *глубинные*, процессы происходят в недрах земли либо на незначительных глубинах за счет огненно-жидкой массы, называемой *магмой*.

Наши сведения о магме крайне скудны, так как никому еще не удалось наблюдать ее в недрах земли. Обычно магму отождествляют с расплавленными лавами, появляющимися на земной поверхности из кратеров вулканов или вулканических трещин. Предполагается, что магма, не излившаяся на поверхность, остается в глубоких частях земли, где может затвердеть под покровом поверхностных пород, образуя интрузивные плутонические массивы.

Ранее считали, что громадный слой магмы залегает внутри земного шара, облекая внутреннее твердое ядро земли. В настоящее время установлено, что магма не только не слугает всей внутренней части земного шара, но даже не образует непрерывного подкорового слоя. Она образует лишь отдельные очаги, возникновение и отмирание которых тесно связано с тектоническими процессами. При этом энергия, необходимая для переплавления отдельных участков земной коры, выделяется при распаде радиоактивных элементов. Последнее обстоятельство дало некоторым исследователям основание вообще отрицать существование магмы.

Как было сказано, наши представления о магме мы связываем с вулканическими явлениями, которые лишь в большом приближении могут быть использованы для суждения о составе магмы и ее особенностях.

Наблюдения и эксперименты показывают, что в составе магмы находится более 90% тугоплавких (силикатных или рудных) и менее 10% летучих веществ.

В результате различных изменений и превращений магмы возникают эндогенные минералы и минеральные комплексы. Эти изменения, связанные главным образом с охлаждением, приводят к различной роли тугоплавких и летучих веществ в определенных периоды застывания магмы. В результате этого обычно при охлаждении магматического очага, кроме изверженных горных пород, возникают пегматиты, а также жильные минеральные месторождения.

Следует специально подчеркнуть роль давления при развитии эндогенного процесса, которая заключается главным образом в том, что благодаря давлению в расплаве задерживаются летучие компоненты, независимо от температуры их кристаллизации. Это вызывает образование соединений с летучими компонентами.

Низкое давление способствует сближению отдельных стадий (пегматитовой и постмагматической), так как происходит быстрее выделение летучих компонентов.

В эндогенном процессе минералообразования выделяют три стадии: собственно магматическую, пегматитовую и постмагматическую (пневматолитово-гидротермальную).

Собственно магматическая стадия

Активным веществом, за счет которого происходит минералообразование при собственно магматическом процессе, является магма. Представление о составе магмы дает химический анализ изверженных горных пород (табл. 20). Кроме того, в магме содержатся еще растворенные газы, выделяющиеся при остывании и кристаллизации. Таким образом, валовой химический состав горной породы лишь с некоторым приближением отражает химический состав магмы, из которой эта порода произошла.

Как видно из таблицы 20, магма представляет собой главным образом силикатный расплав. Из такой магмы прежде всего кристаллизуются железо-магнезиальные силикаты, бедные кремнекислотой, и щелочные силикаты, богатые кремнекислотой, то есть совершается процесс дифференциации, в результате которого первоначально однородная масса распадается на составные части — отдельные минералы.

Средний состав изверженных пород (в %)

Элементы	Средний состав изверженных пород (по Кларку)	Средний состав гранитов (по Дели)	Средний состав базальтов (по Дели-Ниггли)
O	46,59	48,40	44,85
Si	27,72	32,90	23,16
Al	8,13	7,85	8,16
Fe	5,01	2,43	8,71
Ca	3,70	1,55	6,30
K	2,60	3,38	1,26
Na	2,85	2,43	2,31
Mg	2,09	0,58	3,73
Ti	0,63	0,23	0,82
H	0,13	—	—
P	0,13	0,10	0,18
Mn	0,10	0,12	0,24
Остальные элементы	0,32	0,03	0,28
Сумма	100,00	100,00	100,00

Последовательность кристаллизации магмы в основном определяется известным правилом Г. Розенбуша: сначала выделяются рудные и темные минералы, затем светлоокрашенные и последним — кварц. Это правило дополняется так называемой реакционной схемой Боуэна (рис. 63). Сущность этой схемы заключается в том, что каждый минерал, стоящий в схеме выше, выделяется из расплава раньше стоящего ниже, который может получиться при взаимодействии первого с оставшимся расплавом.

Кристаллизация в большинстве случаев совершается из многокомпонентных систем, хотя известны случаи кристаллизации из моно-, двух- и трехкомпонентных магм.

Принято считать, что температура кристаллизации лежит в пределах 900—700° в интрузивных условиях и 1200—1000°С в лавах, излившихся на поверхность.

В монокомпонентных системах, которые являются большой редкостью (рис. 64), кристаллизация начинается в точ-

ке затвердевания (плавления); скорость ее вначале очень мала. Между 30 и 55°C, ниже точки затвердевания, число центров кристаллизации быстро увеличивается и достигает максимума при 55°C, после чего начинает уменьшаться, пока при 120°C (ниже точки затвердевания) кристаллизация не приостановится.

Из рис. 64 видно, что при кристаллизации мономинеральной магмы, когда ее температура быстро падает более чем

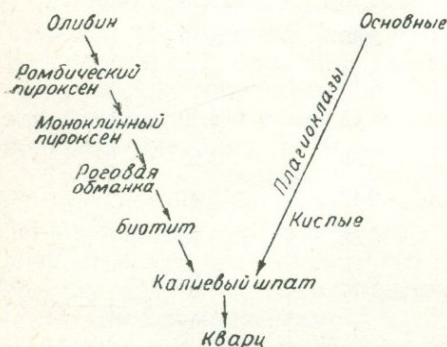


Рис. 63. Реакционная схема кристаллизации минералов (по Боуэну).

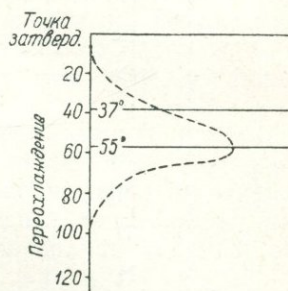


Рис. 64. Кривая кристаллизации авгита.

на 120°C ниже точки плавления, кристаллы не будут возникать вовсе, а расплав превращается в однородную массу соответствующего состава — стекло.

Температурное поле, в котором происходит зарождение кристаллов, называется *метастабильным*. Если охлаждение магмы происходит постепенно и температура долго остается в пределах метастабильного отрезка ординаты, центров кристаллизации образуется мало, в результате чего возникают крупнокристаллические агрегаты.

Температурное поле, в котором степень кристаллизации является быстрой, называется *лабильным*. Если температура расплава долго остается в пределах лабильного поля, возникает много центров кристаллизации, в результате чего образуется мелкозернистый агрегат.

При кристаллизации многокомпонентных систем большое значение имеет *эвтектика* — расплав двух или нескольких компонентов, который кристаллизуется при самой низкой температуре (*эвтектической точке*) из всех возможных для смеси этих веществ путем одновременного выделения компонентов.

Различают несколько случаев кристаллизации двухкомпонентных систем.

1. Компоненты не образуют изоморфных смесей. Рассмотрим двухкомпонентную систему альбит—фаялит (рис. 65).

Температура плавления фаялита 1205° и альбита 1118°C , но в результате примеси одного к другому они начинают кристаллизоваться по линии FE и AE , и в точке E (эвтектической точке), которая отвечает температуре 1050°C , происходит одновременная кристаллизация фаялита и альбита.

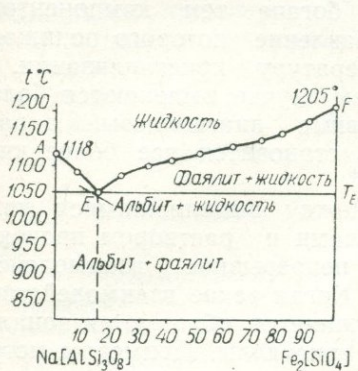


Рис. 65. Диаграмма эвтектической системы альбит—фаялит.

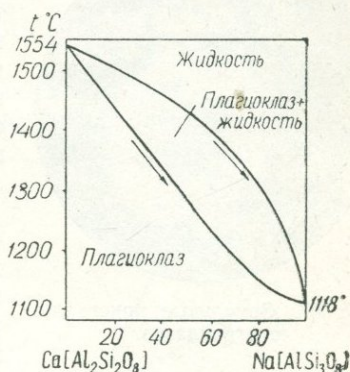


Рис. 66. Диаграмма системы альбит—анортит.

Смесь, кристаллизующаяся в эвтектической точке, называется *эвтектической*. Для эвтектических смесей существуют определенные соотношения компонентов. Например, самую низкую температуру кристаллизации системы альбит—фаялит имеет смесь, которая состоит из 15% фаялита и 85% альбита.

Если расплав не отвечает эвтектическим соотношениям, он начинает кристаллизоваться с того компонента, который находится в расплаве в избытке по отношению к эвтектике. Положение эвтектической точки на диаграмме всегда сдвинуто в сторону низкоплавкого компонента, в нашем случае — в сторону альбита.

При кристаллизации двухкомпонентной магмы выделяют три стадии: 1) охлаждение магмы до начала кристаллизации; 2) кристаллизация избыточного против эвтектического компонента при постоянном снижении температуры магмы и 3) одновременная кристаллизация обоих компонентов при эвтектической температуре.

2. Компоненты образуют совершенные изоморфные смеси. В качестве примера рассмотрим двухкомпонентную систему альбит—анортит (рис. 66). Температура плавления и кристаллизации чистого анортита равна 1554°C , а альбита — 1118°C . При кристаллизации этих двух компонентов мы не наблюдаем эвтектики. Наоборот, из расплава их смеси вместо

чистых фаз выделяются смешанные кристаллы ряда плагиоклаза.

При каждой данной температуре состав кристаллов, выделяющихся и находящихся в равновесии с раствором, богаче компонентом, прибавление которого повышает температуру кристаллизации, и наоборот, раствор богаче тем компонентом, прибавление которого понижает температуру кристаллизации. В нашем случае выделяются более основные плагиоклазы, а расплав становится все более кислым*.

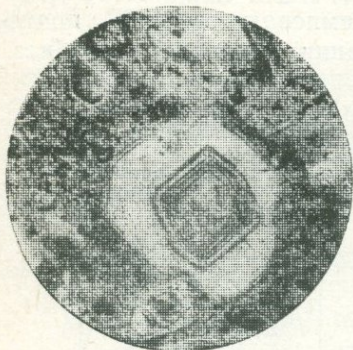


Рис. 67. Зональные кристаллы плагиоклазов.

Между выделившимися кристаллами и раствором происходит непрерывное взаимодействие. Когда такое взаимодействие усложняется, образуются зональные кристаллы. Примером могут служить плагиоклазы (рис. 67), в которых, как правило, внутренние зоны более основные, а внешние — более кислые.

3. Компоненты образуют несовершенные изоморфные смеси, то есть смешиваются не в каких-либо соотношениях, а в

служить плагиоклазы (рис. 67), в которых, как правило, внутренние зоны более основные, а внешние — более кислые.

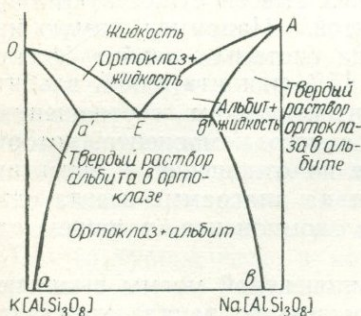


Рис. 68. Диаграмма плавкости системы ортоклаз—альбит

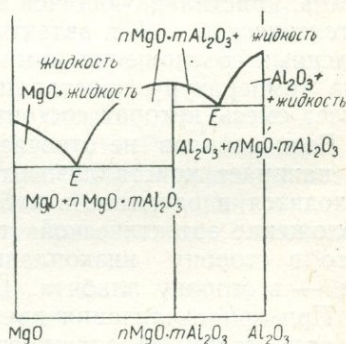


Рис. 69. Диаграмма двухкомпонентной системы $MgO-Al_2O_3$.

отдельных пределах (изоморфные ряды с разрывом). В качестве примера мы рассмотрим диаграмму плавкости калий-натриевых полевых шпатов (рис. 68). Тут ортоклаз и альбит

* По мере уменьшения количества анортита увеличивается процентное содержание SiO_2 (кремнекислоты), вследствие чего плагиоклазы с большим содержанием анортита называют основными, а с меньшим — кислыми.

образуют изоморфные соединения в пределах для ортоклаза от a до a' и для альбита от b до b' , а также эвтектику в точке E . На диаграмме выделяется шесть полей: точки, которые находятся выше OEA , отвечают жидкому состоянию; точки, лежащие ниже $a'Eb'$, характеризуют выделение смешанных кристаллов ортоклаза и альбита; в поле $Oa'E$ находятся одновременно жидкость и кристаллы ортоклаза, а в поле $Ab'E$ — жидкость и кристаллы альбита. Поля $Oa'a$ — твердый раствор ортоклаза в альбите и $Ab'b$ — твердый раствор ортоклаза в альбите.

4. Компоненты образуют соединения с конгруэнтной (от латинского *congruens* — совпадающий) точкой плавления.

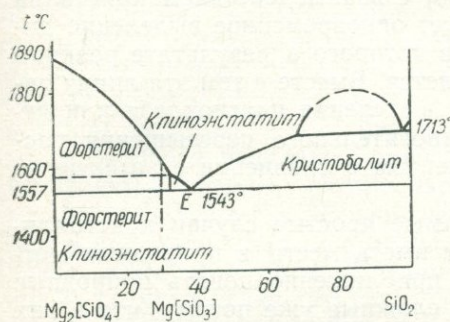


Рис. 70. Диаграмма состояния системы форстерит—кремнезем с инконгруэнтной точкой плавления.

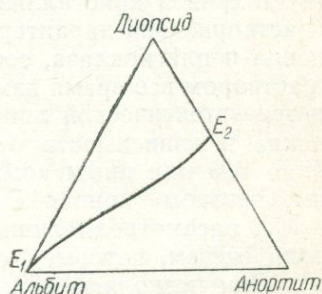


Рис. 71. Диаграмма кристаллизации тройной системы диопсид—альбит—анортит.

На рис. 69 приведена общая диаграмма плавкости системы $MgO-Al_2O_3$. В этой системе соединение $nMgO \cdot mAl_2O_3$ можно рассматривать как отдельный компонент, и система $MgO-Al_2O_3$ распадается на две системы с эвтектическими точками кристаллизации: $MgO + nMgO \cdot mAl_2O_3$ и $Al_2O_3 + nMgO \cdot mAl_2O_3$.

5. Компоненты образуют соединения с инконгруэнтной (от латинского *incongruens* — несомещающий, несоответствующий) точкой плавления*.

В качестве отдельного случая можно привести систему форстерит—кремнезем (рис. 70). Температура кристаллизации форстерита равна $1890^\circ C$, а кремнезема — $1713^\circ C$. Поэтому первым начинает кристаллизоваться форстерит. Но при понижении температуры равновесие между форстеритом и остаточным расплавом нарушается и между твердой и жид-

* Иначе, — плавления, при котором вещество плавится с разложением.

кой фазами происходит реакция, в результате которой при температуре 1557°C образуется новая твердая фаза — клиноэнстатит ($\text{Mg}[\text{SiO}_3]$).

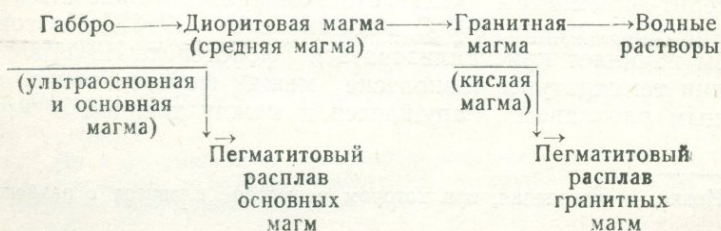
Кристаллизация трехкомпонентных магм в сравнении с двухкомпонентными более сложная, особенно при наличии газообразного компонента, когда важную роль при кристаллизации играет давление. Примером кристаллизации трехкомпонентных магм может служить система диопсид—альбит—анортит (рис. 71). Вершины равностороннего треугольника отвечают 100% содержания каждого компонента. Линия, соединяющая точки альбит—диопсид (E_1) и анортит—диопсид (E_2), называется эвтектической. Эта линия соответствует кривой кристаллизации с взаимодействием кристалла и раствора. Она характеризует одновременное выделение диопсида и плагиоклаза, состав которого в результате реакции с раствором все время изменяется. Вместе с тем эта линия является эвтектической линией выделения плагиоклаза или диопсида в зависимости от относительного пересыщения расплава тем или иным компонентом в сравнении с эвтектическим составом (кривая E_1E_2).

Мы рассмотрели лишь самые простые случаи кристаллизации систем, которые могут иметь место в природных магмах. Они позволяют только приблизительно понять природные процессы, значительно более сложные уже потому, что в них большую роль играют летучие компоненты, учесть которые и практически, и теоретически еще очень трудно.

Следовательно, процесс дифференциации магмы сводится к образованию твердой кристаллической фазы и выделению этой фазы из остаточного расплава или раствора.

В некоторых случаях дифференциация может совершаться под влиянием *ликвации* — разделения жидких расплавов, не смешивающихся между собой. Важную роль при кристаллизации магмы играют также изменение концентрации, присоединение новых химических соединений (вплавление, ассимиляция) и потеря расплавом некоторых веществ (выделение летучих составных частей и пр.).

Общий ход дифференциации магмы можно представить в виде схемы:



Таким образом, родоначальная магма в процессе дифференциации распадается на отдельные магмы, которые по содержанию кремнезема разделяются на ультраосновные, основные, средние и кислые. Кроме того, существуют также щелочные магмы.

Пегматитовая стадия

При застывании магмы образуется силикатный остаточный расплав, обогащенный газообразными летучими компонентами. В состав летучих компонентов, кроме воды, которая преобладает по количеству, входят CO_2 , HCl , HF , CO , H_2S , SO_2 , N_2 , H_2 , S , CH_4 , H_3BO_3 , H_3PO_4 .

Летучие вещества вызывают резкое понижение вязкости и температуры кристаллизации богатого ими силикатного расплава и делают его достаточно подвижным. В конце процесса застывания магматических масс силикатный расплав под давлением летучих веществ проникает в оболочку материнской интрузии или в боковые породы по трещинам, где из остаточного расплава происходит кристаллизация крупнозернистой породы, обогащенной минералами, содержащими летучие вещества. Возникшее подобным путем образование получило название *пегматита*. Так объясняет образование пегматитов А. Е. Ферсман, создавший стройное учение о гранитных пегматитах.

Как правило, пегматиты приурочены к верхней части магматических массивов и чаще всего залегают в виде жил и тел различной формы и размера. Известны пегматиты мощностью до 30 м, простирающиеся на 500 и более метров.

А. Е. Ферсман на большом фактическом материале установил температурные пределы минералообразования при пегматитовом процессе. Он разделил весь процесс на десять стадий — *геофаз* (табл. 21). Геофазам соответствует десять типов пегматитов, названия которых зависят от второстепенных по количеству минералов: 1) обычные; 2) с редкими элементами; 3) боро-фтористые; 4) фторо-бериллиевые; 5) натро-литиевые; 6) марганцево-фосфатные; 7) фторо-алюминиевые; 8) фторо-карбонатные; 9) сульфидные; 10) щелочные.

Основная масса пегматитов кристаллизуется в температурном интервале 700—350°C.

В магматических массивах пегматиты обычно образуют пегматитовые поля. В пегматитах часто встречаются пустоты, получившие от уральских горщиков название *занорышей*. Размер занорышей колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Стенки таких занорышей обычно выстланы друзами хорошо образованных, иногда очень больших кристаллов.

Стадии пегматитового процесса

Геофазы	Температура (°C)	Главные минералы	Характерные особенности пегматитов
<i>B</i>	800—700	Гранат Магнетит	Аплитовидная структура*
<i>C</i>	700—600	Кварц Полевой шпат	Письменная структура
<i>D—E</i>	600—500	Шерл Мусковит Берилл Топаз Дымчатый кварц Полевой шпат Касситерит	Типично пегматитовая структура
<i>F—G</i>	500—400	Зеленые слюды Альбит Литиевые минералы Рубеллит	Характерно замещение ранее образованных минералов
<i>H—I—K</i>	400—50	Зеленые слюды Жильбертит Фуксит Сульфиды Карбонаты Цеолиты	Большое значение горячих растворов
<i>L</i>	50—0	Глинистые продукты Вторичный кальцит Халцедон	Поверхностная стадия

* Аплитами называют мелкозернистые или даже плотные жильные кислые породы, содержащие небольшое количество окрашенных минералов.

Взгляды А. Е. Ферсмана относительно образования пегматитов были развиты К. А. Власовым. К. А. Власов различает четыре стадии пегматитообразования, в соответствии с которыми выделяются четыре типа пегматитов.

Первый тип — графический и равномерно зернистый пегматит — характеризует начало пегматитового процесса, когда полевые шпаты и кварц кристаллизуются почти одновременно, образуя графические (письмен-

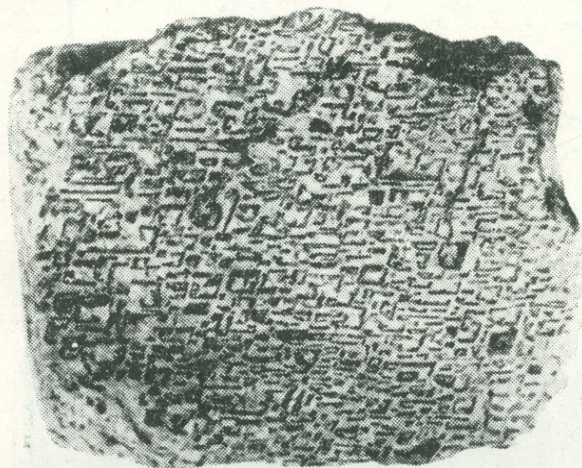


Рис. 72. Письменный гранит («еврейский камень»).

ные) структуры, получившие название «еврейского камня» (рис. 72), а также равномернозернистые выделения, без каких-либо явлений замещения.

Такой пегматит составляет самостоятельные жилы, а также отдельные, обычно краевые, зоны пегматитовых тел. В большинстве пегматитовых полей этот тип доминирует.

В письменных прорастаниях наблюдается приблизительно 25,75% кварца и 74,25% полевого шпата. Поскольку очертания индивидов кварца в письменных структурах напоминают рыб, А. Е. Ферсман назвал их *ихтиоглиптами* (рис. 73, 74).

Второй тип — блоковый пегматит — кристаллизуется из расплава, который остался после кристаллизации пегматита первого типа. Вследствие обогащения расплава летучими компонентами кристаллизация совершается постепенно, что приводит к образованию крупных кристаллов полевых шпатов и кварца, создающих блоковую структуру. В кварце этого типа обычно наблюдаются минералы, содержащие редкометалльные элементы (сподумен, касситерит, танталит, берилл и др.). В пегматитах второго типа развиты

процессы замещения, выражающиеся в замещении калиевого полевого шпата слюдой (мусковитом) и альбитом.

Третий тип — полнодифференцированный пегматит — состоит из сплошного кварца различной, часто овальной формы, с содержанием редкометалльных минералов,

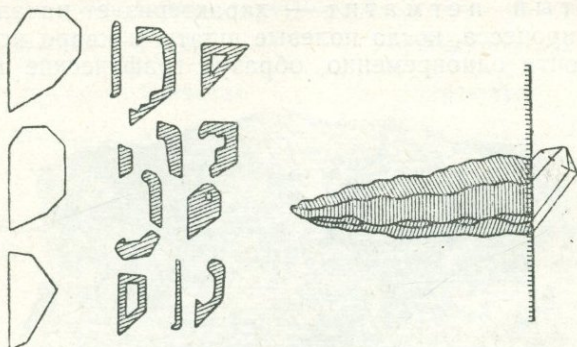


Рис. 73. Ихтиоглипт — кварцевый вrostок в пегматитовом срastании кварца и полевого шпата; виды его сечений.

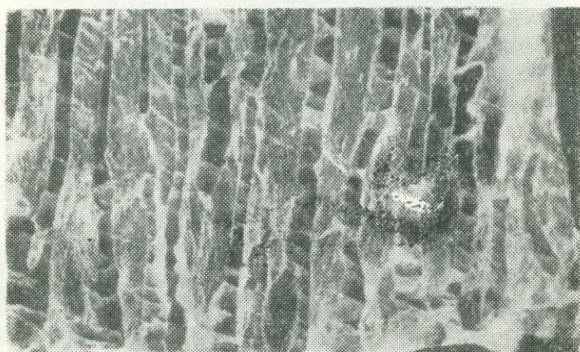


Рис. 74. Удлиненные ихтиоглипты в полевом шпате.
Ув. в 1,5 раза.

которые приурочены к зонам полевых шпатов и кварца. В пегматитах этого типа также значительно развиты процессы замещения. Название «полнодифференцированный» объясняет, что минералы в этом пегматите размещаются четкими полосами (такие пегматиты называются дифференцированными в отличие от недифференцированных, в которых минералы располагаются в беспорядке).

Четвертый тип — редкометалльнозамещенный пегматит — отличается широким развитием явлений замещения, в результате которых возникает самостоятельная зона, сложенная пластинчатым альбитом (клевеландитом),

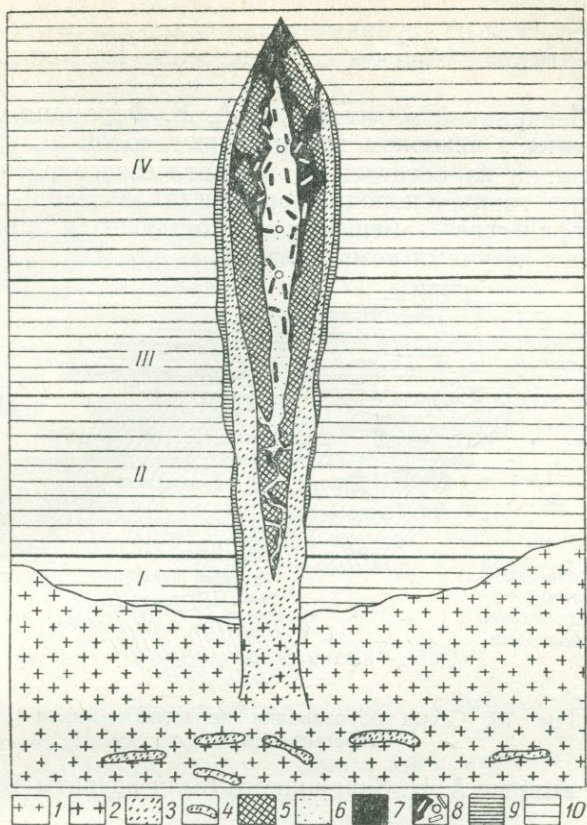


Рис. 75. Схема развития пегматитового процесса и взаимоотношение пегматитовых типов (по К. А. Власову).

1 — мелкозернистый гранит; 2 — крупнозернистый гранит; 3 — пегматит письменной и гранитной структур; 4 — пегматит в крупнозернистом (пегматоидном) граните; 5 — зона микроклина, олигоклаза и сподумена; 6 — зона кварца (сподумен, берилл); 7 — зона замещения (альбит, мусковит, кварц, берилл, сподумен, танталит, апатит, лепидолит, касситерит); 8 — кристаллы редкометалльных минералов (сподумена, берилла и др.); 9 — мусковит—кварц—альбитовые зоны и оторочки; 10 — вмещающие породы (кровля гранита), кристаллические сланцы, габбро и др. Типы пегматитов: I — графический и равномернозернистый; II — блоковый; III — полнодифференцированный; IV — редкометальноразмещенный.

мусковитом и поздним кварцем. Этот тип характеризуется также заметным содержанием редкометалльных минералов, приуроченных к зоне кварца и зоне замещения. Четвертый тип пегматита залегает в верхних частях пегматитовых жил и имеет наибольшее практическое значение.

В вертикальном разрезе пегматитовых жил в идеальном случае должна наблюдаться смена различных типов (рис. 75).

В зависимости от глубины эрозии обнажаются различные части пегматитовой жилы и соответственно тот или иной тип пегматита.

А. Н. Заварицкий в отличие от А. Е. Ферсмана считает, что пегматиты в основном представляют собой не продукты кристаллизации из остаточного магматического расплава, а материнскую горную породу, перекристаллизовавшуюся под влиянием процессов замещения из оставшихся растворов, обогащенных летучими компонентами.

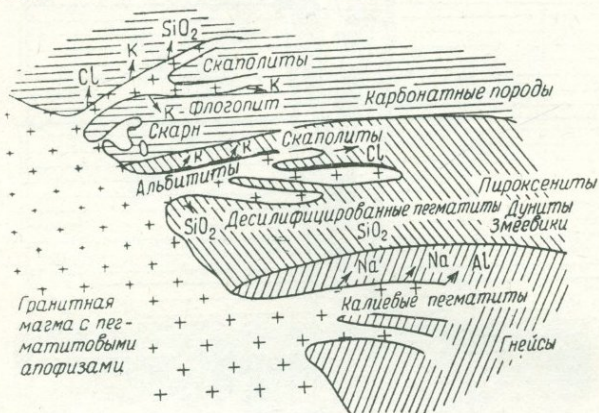


Рис. 76. Схема образования пегматитов линии скрещивания.

Позже выводы А. Н. Заварицкого были развиты В. Д. Никитиным.

Пегматиты связаны почти со всеми типами изверженных горных пород, но шире всего распространены и наибольшее значение имеют пегматиты гранитных и щелочных пород.

Общей особенностью всех пегматитов является сходство их минерального состава с материнскими породами.

А. Е. Ферсман выделяет пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещивания. Состав первых полностью определяется составом магматического остатка и не зависит от посторонних веществ. Если же в результате обмена между боковыми породами и пегматитовым расплавом пегматит усваивает те вещества, которых в нем нет или очень мало, отдавая в боковые породы избыточные составные части, главным образом SiO₂ и K₂O, то возникают пегматиты линии скрещивания.

В зависимости от вмещающих пород возникают различные пегматитовые образования (рис. 76). Пегматиты скрещивания тем более отклоняются от обычного пегматита, чем больше отличается от его состава вмещающая порода.

В гранитах и гнейсах чаще всего возникают типичные пегматиты почти без следов изменения минерального состава. Они обычно развиты пластовыми пегматитовыми жилами или системой линзовидных раздувов.

Пегматиты основных и ультраосновных пород бедны K_2O и SiO_2 , в результате чего породы становятся *силифицированными*, а пегматит, наоборот, — *десилифицированным*.

В карбонатных породах наряду с десилификацией пегматитов происходит также *декализация* (удаление калия). При этом пегматит переходит в плагиоклазит — породу, в которой вместо калиевого полевого шпата кристаллизуется плагиоклаз с типичными минералами скарнов.

Глинистые породы обогащаются калием с образованием мусковита и обедняются натрием, а сам пегматит усваивает алюминий с образованием необычных для пегматита минералов — андалузита, кианита и силлиманита (полиморфные модификации вещества состава Al_2SiO_5).

Среди пегматитов скрещивания наиболее развиты десилифицированные пегматиты. Они образуются главным образом при внедрении гранитных пегматитовых расплавов, обогащенных летучими веществами, в основные и ультраосновные породы.

Постмагматическая стадия

В образовании постмагматических комплексов основная роль принадлежит остаточным магматическим (*постмагматическим*) растворам, самым поздним продуктам магматической дифференциации. Эти растворы выделяются после кристаллизации магмы и выносятся из нее многие компоненты.

В. А. Николаев, наиболее полно изучивший природу постмагматических растворов, представляет их образование следующим образом. По мере кристаллизации магмы наступает момент, когда содержание летучих веществ в расплаве становится избыточным. Летучие компоненты уже не могут оставаться в гомогенном растворе и начинают выделяться в газовой фазе. Газовая фаза при взаимодействии с породами, в которые она мигрирует, охлаждается и постепенно переходит в состояние сжатого горячего (*гидротермального*) раствора.

Гидротермальные растворы образуются также в результате обычного охлаждения газовой фазы, которая остается после кристаллизации расплава. Кроме того, они могут выделяться как жидкие, существенно водные остаточные растворы из кристаллизующегося расплава.

Газовая фаза имеет кислую реакцию. С перемещением вверх от магматического очага кислый газ сгущается в кислую жидкость, которая, продвигаясь среди щелочных пород,

постепенно нейтрализуется, а затем приобретает щелочные свойства.

Некоторые исследователи (В. Линдгрэн, А. Грейтон) придерживаются иных взглядов на природу постмагматических растворов. Эти авторы считают, что отделение истинного разбавленного раствора, имеющего щелочные свойства, происходит эволюционно из концентрированного силикатного расплава. При этом не определяется роль газовых растворов в формировании минеральных комплексов и не учитывается ограниченная растворимость летучих компонентов, в частности воды, в силикатном расплаве.

Постмагматические растворы, попадая в верхние части магматического массива и боковые породы, вследствие изменения температуры, давления и концентрации начинают выделять свои компоненты в виде минералов. Этому содействует также изменение характера раствора (переход газовых растворов в жидкие, истинных — в коллоидные, кислых — в щелочные). Важную роль в выпадении минералов из растворов играет смешивание постмагматических растворов различного состава или смешивание постмагматических растворов с метеорными водами глубокой циркуляции.

Постмагматические процессы разделяют на *пневматолитовые* и *гидротермальные*. В свою очередь, в пневматолитовых процессах выделяют эксгаляции, собственно пневматолиты и так называемые скарны.

Эксгаляции (выделения) связаны с вулканической деятельностью и могут быть поверхностными, когда газовая фаза выделяется из магмы, попавшей в результате извержения на поверхность, и глубинными, когда магматический очаг находится на некоторой глубине, вследствие чего газовая фаза проходит через толщи горных пород.

Минералы, возникшие в результате вулканических эксгаляций, являются продуктами прямого возгона непосредственно из охлаждающихся газов или результатом взаимодействия газов между собой, а также с вмещающими породами и минералами возгона.

Собственно пневматолитовые минералы образуются при участии летучих компонентов, то есть из газовой фазы растворов. Об этом свидетельствуют минералы, в состав которых входит значительное количество летучих веществ, — так называемые *минерализаторы*, а также минералы, содержащие включения, которые при нагревании гомогенизируются в газовой фазе.

Продукты собственно пневматолитовых процессов во многих случаях трудно отделить от гидротермальных, возникающих при высоких температурах, и, как правило, их рассматривают совместно.

Скарновые процессы обычно развиваются на контакте изверженных пород и дают начало специфическим образованиям, получившим название *скарнов* (так называли в месторождениях Швеции контактовые породы, состоящие из Mg—Fe- и Ca—Mg—Fe-силикатов).

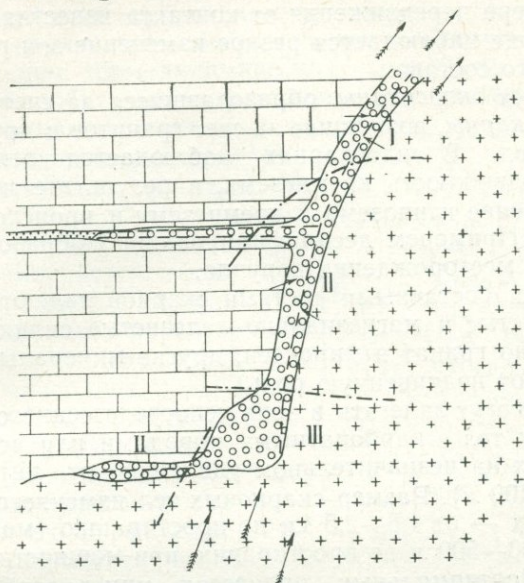


Рис. 77. Схема скарнообразования (по Д. С. Коржинскому).

Точками обозначен прослой песчаника в известняках. Скарновая зона (кружки) в I и II поясах образуется путем биметасоматоза; мелкие стрелки обозначают направления встречной диффузии менее подвижных компонентов реагирующих пород. В нижней зоне (III) преобладает контактово-инfiltrационный метасоматоз. Первоначальные контакты пород среди скарнов показаны прерывистой линией. Границы между поясами обозначены штрих-пунктиром.

Скарны возникают в результате реакционного метасоматоза, совершающегося на контакте двух пород (рис. 77), когда происходит не только привнос или вынос веществ, но и обмен веществами контактирующих пород, например гранита и известняка. Поэтому скарновые процессы иначе называются *контактово-метасоматическими*.

В контактовых ореолах интрузий в результате реакции карбонатных пород (например, известняков) с прилегающими силикатными породами (например, гранитами) образуются реакционные зоны. Они могут возникать только там, где происходит циркуляция постмагматических растворов, выполняющих поры, через которые происходит диффузионный об-

мен между взаимодействующими породами, а также вынос и привнос некоторых веществ. При этом процессе такие основания, как окись кальция, кремнезем, глинозем, оказываются менее подвижными, испытывают только местную диффузионную миграцию и не выходят за пределы зоны взаимодействия. По мере передвижения от контакта известняка к силикатной породе наблюдается резкое изменение зон различного минерального состава.

Различают *экзоскарны*, образовавшиеся за счет известняков, и *эндоскарны*, возникшие за счет гранитов и других силикатных пород. В эндоскарнах наблюдается относительно большая подвижность кремнезема, в результате чего возрастает отношение глинозема к кремнезему и происходит десилификация. Примером десилифицированных образований могут служить месторождения корунда.

Главными составными частями скарнов являются известково-железистые и магнезиально-железистые силикаты (преимущественно гранат и пироксен, другие минералы по количеству играют подчиненную роль).

Скарны могут залегать в зоне непосредственного контакта интрузивных тел с карбонатными породами или во вмещающих породах на незначительном удалении от интрузий (не более 200—400 м). Размер скарновых тел изменяется в широких пределах — от 1,5—2,5 км по простиранию (мощность до 200 м) до 200—500 м по простиранию при мощности 10—60 м.

При *гидротермальных процессах* минералообразование происходит за счет летучих веществ, которыми обогащается остаточный раствор. После охлаждения ниже критической температуры воды (374°C для чистой воды) — главного летучего компонента — летучие компоненты начинают сжижаться и превращаются в горячие растворы.

Циркулирующие по трещинам и другим пустотам растворы, достигая определенной концентрации, выделяют вещества, которые находятся в них в растворенном состоянии. Кроме того, растворы взаимодействуют с породами, окружающими открытые трещины.

Большинство продуктов гидротермальных процессов — это жильные или жиллообразные образования с типичными крустификационными, полосчатыми, гребенчатыми и кокардовыми формами.

По современным данным, в образовании гидротермальных месторождений принимают участие как истинные, так и коллоидные растворы.

Гидротермальное минералообразование сложно по своему характеру. Оно начинается при высоких температурах, часто совмещаясь с пневматолитовым (о чем свидетельствует наличие в гидротермальных образованиях минералов с летучими

компонентами), и заканчивается при температурах, близких к условиям земной поверхности. Вследствие этого минеральный состав гидротермальных образований довольно разнообразен.

Среди гидротермальных образований различают следующие группы: 1) глубинные образования (*гипотермальные*); 2) образования средних глубин (*мезотермальные*); 3) образования небольших глубин, или поверхностные (*эпитермальные*).

Изменением термодинамических условий по мере удаления минералообразующих растворов от магматического очага* обуславливается зональное расположение минералов и химических элементов (рис. 78).

Следовательно, в зависимости от температуры и давления для каждой группы гидротермального процесса характерен определенный комплекс минералов.

Различие гидротермальных образований в настоящее время объясняется пульсацией магматического очага во время его дифференциации. В результате этого происходит пульсирующее отделение летучих веществ, причем каждая новая пульсация дает новую порцию различного состава.

Если температура образования минеральных комплексов может быть выяснена путем исследования включений в минералах, то вопрос о глубине до сих пор еще не решен однозначно. В общем можно принять, что для минеральных комплексов больших и средних глубин характерна пространственная связь с интрузивными породами, возникшими на значительных и средних глубинах, в то время как минеральные комплексы небольших глубин пространственно связаны с интрузиями малых глубин и с мощными покровами эффузивов. Кроме того, в первых минерализация хорошо выдерживается на значительные глубины с равномерным и обыч-

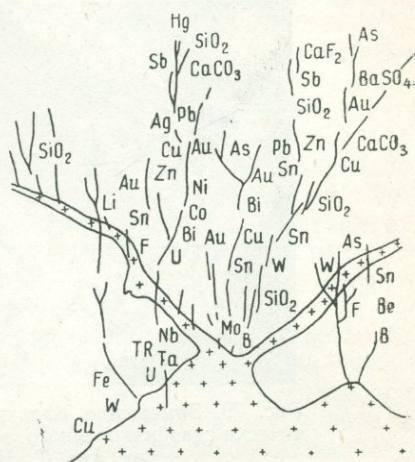


Рис. 78. Схема зонального распределения химических элементов в гидротермальных месторождениях.

* Зависимость гидротермальных образований от термодинамических условий послужила основанием для разделения их на типы с определенными температурными интервалами: 1) глубокая жильная зона (гипотермальные образования) — от 350 до 450—500°C; 2) средняя жильная зона (мезотермальные) — от 200 до 300°C; 3) верхняя жильная зона (эпитермальные) — от 50 до 200°C.

но невысоким содержанием минералов, а во вторых наблюдается резкое выклинивание минерализации. Минералы в большинстве случаев распределены неравномерно и образуют значительные локальные скопления.

При гидротермальных процессах широко распространены явления замещения (рис. 79), а также изменения вмещающих пород, которые получили специальные названия по развитию определенного минерала или комплексов минералов. Обычно замещения носят метасоматический характер.

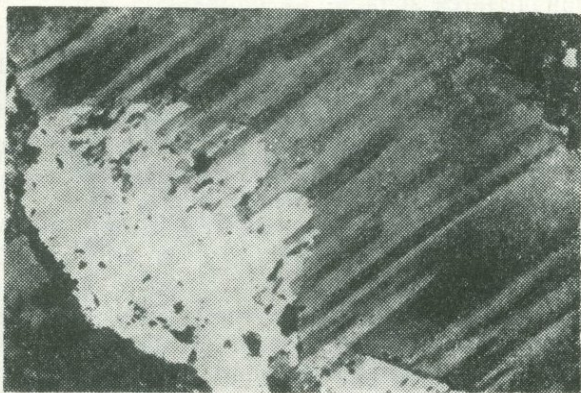


Рис. 79. Замещение сфалеритом (белое) полисинтетически-сдвойникового зерна кальцита. Ув. в 165 раз (по Т. Н. Шадлун).

Под *метасоматозом* принято понимать процессы замещения минералов с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, вследствие чего порода в течение всего процесса замещения сохраняет твердое состояние. Метасоматические процессы происходят при обязательном участии растворов, жидких или газообразных, которые приносят одни компоненты и уносят другие.

Метасоматические замещения происходят как при эндогенном, так и при экзогенном минералообразовании.

По данным Д. С. Коржинского, растворы, вызывающие метасоматические замещения при эндогенном процессе, являются преимущественно водными, с большим содержанием углекислоты, галоидов щелочных металлов, а также сульфатов щелочных земель и других компонентов.

Растворы проникают через мельчайшие поры (поровые растворы), размер которых опускается до нескольких микрометров в поперечнике. Поровые растворы служат средой, через которую могут перемещаться компоненты замещаемой породы. Д. С. Коржинский различает два крайних типа пере-

мещения компонентов: 1) компоненты могут диффундировать через неподвижные поровые растворы в сторону падающей концентрации этих компонентов и 2) компоненты могут увлекаться течением раствора. В соответствии с этим выделяется два типа метасоматоза: *диффузионный* и *инфильтрационный* (см. рис. 77).

По сравнению с инфильтрационным метасоматозом диффузионный имеет подчиненное значение.

При диффузионном метасоматозе перенос компонентов ограничивается первыми десятками метров, в то время как при инфильтрационном изменению подвергаются целые толщи горных пород. Интенсивность метасоматоза в общем определяется степенью насыщенности пород растворами. Если растворы наполняют часть объема пор, то за одно и то же время только часть минералов успеет подвергнуться замещению, а остальные останутся в замещенной породе в виде реликтов.

По мере развития процессов замещения меняется не только состав породы, но и состав самого раствора. Поэтому на различном расстоянии от места соприкосновения раствора с породой состав его будет различным, что вызывает образование метасоматических зон различного состава.

Характер и полнота замещения минералов при метасоматических процессах обуславливается различной их стойкостью в среде проникающих растворов. Легче других пород замещению поддаются известняк и доломит, а затем гранит, диорит и другие интрузивные породы и их эффузивные аналоги. Наиболее устойчивыми являются кварциты и глинистые сланцы.

Замещение обычно сопровождается укрупнением зерна замещаемого минерала. Так, например, при окварцевании или оруденении известняка в переходной зоне образуются особенно крупные кристаллы кальцита, а на контакте с зонами окварцевания в пегматитах — крупные кристаллы полевого шпата и мусковита, граната в скарнах и т. д.

Возникшие метасоматическим путем минералы развиты также в виде хорошо образованных кристаллов. Это объясняется ростом кристаллов минералов в условиях низкой концентрации растворов. С понижением концентрации компонентов минерала в растворе мелкие зерна минерала начнут растворяться, чем будет замедляться понижение концентрации раствора.

Раствор, насыщенный по отношению к зернам средней величины, будет еще пересыщенным по отношению к наиболее крупным и совершенным кристаллам, продолжающим расти, несмотря на общее понижение концентрации раствора.

Размер кристаллов минералов и степень кристаллографического совершенства этих минералов при метасоматических

процессах определяется их кристаллизационной силой. По кристаллизационной силе и, следовательно, по способности минералов к образованию хорошо ограненных кристаллов некоторые минералы можно расположить в такой ряд: рутил, турмалин, ставролит, арсенопирит, пирит, магнетит, барит, флюорит, эпидот, пироксен, амфибол, сидерит, доломит, альбит, слюды, галенит, сфалерит, кальцит, кварц, ортоклаз.

В процессе метасоматоза сначала разрушаются железомagneзиальные силикаты, затем плагиоклаз и последними — ортоклаз и альбит. Все эти минералы замещаются так называемыми жильными минералами гидротермальных жил (нерудные минералы, образующие жилу): серицитом, кальцитом,

сидеритом, баритом, флюоритом и кварцем, а также сульфидами, которые замещают все силикаты. По отношению к самим сульфидам В. Линдгрэн намечает такую последовательность замещения: пирит (наиболее ранний), сфалерит, энаргит, борнит, халькопирит и галенит. В этом ряду любой из более поздних минералов может замещать любой из более ранних.

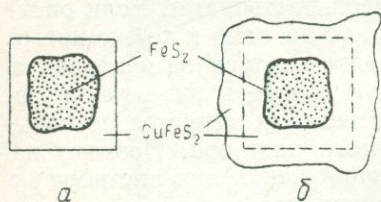


Рис. 80. Схема псевдоморфизации и замещения с переотложением (по Д. П. Григорьеву).

а — псевдоморфизация; б — замещение с переотложением.

Метасоматическое замещение может происходить без изменения общего объема, что подчеркивается сохранением структурных особенностей замещенного минерала. Например, сохранение контуров полевого шпата при замещении агрегатом мелкочешуйчатого серицита, оливина при замещении серпентином и т. д., то есть имеет характер псевдоморфоз.

Но чаще мы встречаемся с такими явлениями, когда новообразований возникает больше, чем может вместить объем замещаемого минерала, и новообразования нарастают на замещаемый минерал, заполняя свободное пространство или вытесняя окружающие минералы.

Возможные два случая замещения на примере халькопирита и пирита показаны на рис. 80.

Метасоматические замещения с сохранением общего объема минерала уже давно получили свое выражение в правиле равных объемов В. Линдгрена: *Замещающий минерал занимает то же самое место, которое занимал замещаемый минерал.* Обычно метасоматоз локализуется около трещин в контакте гидротермальных жил и редко захватывает большие участки, имея, по существу, околотрещинный характер. Изменение вмещающих пород является лишь частным проявлением околотрещинного метасоматоза.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Экзогенные процессы минералообразования совершаются на земной поверхности. Их продукты всегда являются вторичными, то есть образуются за счет разрушения ранее существовавших пород и минералов.

При экзогенном минералообразовании важнейшее значение имеют процессы выветривания и осадкообразования.

Процессы выветривания

Процессы выветривания проявляются как в постепенном раздроблении первичного материала (*физическое выветривание*), так и в их химической переработке с образованием новых минералов (*химическое выветривание*), а также при участии организмов (*биологическое выветривание*).

При физическом выветривании главная роль принадлежит колебаниям температуры, замерзанию воды, а также кристаллизации солей. В ряде случаев выветривание тесно связано с жизнедеятельностью организмов и продуктами их разложения после смерти. Исключительная роль принадлежит микроорганизмам, в особенности при почвообразовании.

Главными факторами химического выветривания являются кислород, углекислота, вода и органические кислоты.

В результате физического и химического выветривания на разнообразных горных породах и месторождениях возникает *кора выветривания*. В зависимости от времени образования продукты выветривания разделяют на современные и древние, вследствие чего различают современную и древнюю кору выветривания.

Современное выветривание происходит в очень преобразованной корке, которая покрывает поверхность горных пород, а иногда проявляется на десятки и даже сотни метров ниже земной поверхности (так называемая *кора выветривания глубокого профиля*). *Древнее выветривание* происходило при образовании почти каждой толщи во время перерыва в накоплении осадков, когда они временно оказывались на поверхности земли.

Древнюю кору выветривания, распространенную на значительной площади, И. И. Гинзбург назвал *площадной*, а вытянутую в одном направлении и связанную с контактами, трещинами, жильными породами и т. п., — *линейной*.

Мощность коры выветривания зависит от сочетания ряда условий: выровненная или почти выровненная суша, долгое тектоническое спокойствие, слабая эрозия, теплый и влажный климат на протяжении долгого периода, а также состав пород, который содействует глубокому разрушению и выносу

веществ. В общем кора выветривания выражена лучше в тропических и хуже в полярных зонах.

Важную роль в формировании коры выветривания имеют приповерхностные воды, область циркуляции которых можно разделить на три зоны (рис. 81). Первая, самая верхняя зона (зона просачивания) размещается между поверхностью и уровнем грунтовых вод. В ней происходит довольно свободная и быстрая циркуляция вод главным образом в вертикальном направлении до уровня грунтовых вод. Воды в зоне про-

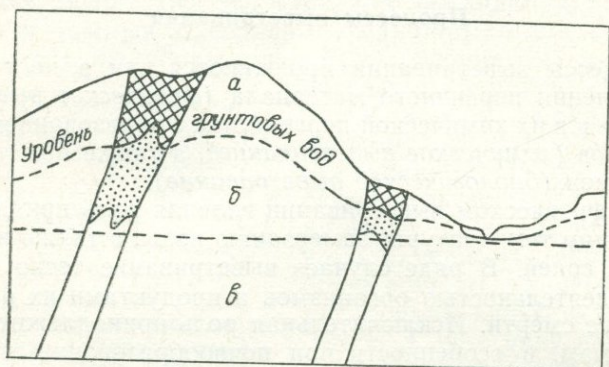


Рис. 81. Схема циркуляции подземных вод в пористых породах (по И. Финчу).

а — зона просачивания; б — зона «истечения»; в — зона застойных вод.

сачивания обогащены кислородом и углекислотой и имеют значительную окислительную и растворяющую способность*, то есть здесь господствует водно-воздушный режим.

Ниже этой зоны, в общем под уровнем грунтовых вод, размещается зона «истечения»; нижняя ее граница определяется пунктами пересечения уровня грунтовых вод с поверхностью (пунктами «истечения»). В пределах этой зоны обычно очень небольшое движение вод направлено главным образом к пунктам «истечения» (то есть в направлениях, более или менее близких к горизонтальным). Воды этой зоны содержат очень небольшое количество кислорода.

Под зоной истечения размещается зона застойных вод, которые не перемещаются и не имеют свободного кислорода.

По мере просачивания поверхностных вод в более глубокие горизонты решительно меняется их общий характер. Воды постепенно снижают свой окислительный характер, расходуя по пути свободный кислород на окислительные реакции.

* В дождевой воде, насыщенной воздухом, на литр воды в среднем приходится 25—30 см³ газа, в состав которого входит около 30% кислорода, 60% азота и 10% углекислоты.

Особенно сильно этот расход кислорода проявляется при окислении сульфидов и подобных соединений с образованием на первой стадии серноокислых, мышьяковоокислых и других солей.

Сравнительно легко подвергаются окислению такие соединения горных пород, которые в своем составе содержат металлы в низших степенях валентности, например Fe^{+2} , Mn^{+2} , V^{+3} и др. В процессе окисления эти металлы переходят в ионы высших валентностей, что приводит к разрушению кристаллических веществ, которые окисляются с образованием новых растворимых и нерастворимых в воде соединений. Соли, образующиеся при этих процессах, на первой стадии (сульфаты, карбонаты и др.) с разной скоростью вступают в реакцию с водой, подвергаются разложению (гидролизу), в результате чего ряд катионов выпадает в виде тяжело растворимых в воде гидроокислов.

Степень окисления (и восстановления) оценивается величиной окислительно-восстановительного потенциала (Σh), который выражается в милливольтгах и изменяется от -200 до $+500$ мв.

Величина Σh и показатель рН, который показывает содержание свободных ионов Н и ОН, в значительной степени определяют активность процессов выветривания, в частности активность воды при химическом разложении минералов и горных пород.

От рН циркулирующих растворов зависит характер продуктов выветривания. Например, в результате выветривания гиперстена при рН=6,0 возникают гидроокислы железа, а при рН=7,5—7,0 образуется нонтронит. Каолинит возникает в кислой среде (рН<7), а монтмориллонит — в щелочной.

По мере выщелачивания силикатов рН их уменьшается, и когда рН силиката становится равным рН растворов, реакция разложения останавливается. Чем больше разница между первичной щелочностью минерала и рН раствора (при прочих равных условиях), тем глубже и интенсивнее проходит реакция.

Кора выветривания представляет собой скопление разнообразнейших минералов. В ней широко представлены первичные минералы, особенно стойкие против влияния агентов выветривания (кварц, рутил, магнетит), и минералы, которые еще не успели выветриться; промежуточные продукты, сохраняющие кристаллическое строение, однако уже значительно изменившие свой состав (гидрослюды, гидрохлориты и др.); продукты конечного распада первичных минералов (гели кремнезема, глинозема и окиси железа), а также соли щелочных и щелочноземельных металлов; продукты коллоидного синтеза.

Преобладание того или иного комплекса минералов указывает на характер выветривания, а также на тип самой коры выветривания. Различают каолиновые, монтмориллонитовые, охристые, гидрослюдистые, карбонатные и другие коры выветривания. Характерной особенностью минерального состава коры выветривания является присутствие в ней коллоидных образований.

В образовании коры выветривания различают несколько стадий. Так, при выветривании кристаллических пород устанавливается три стадии: первая характеризуется вынесением наиболее подвижных соединений (Na, K, Ca, Mg), вторая —

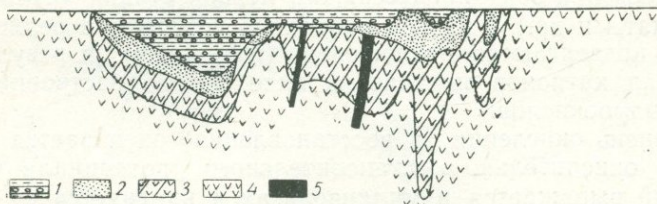


Рис. 82. Схема строения древней коры выветривания на ультраосновных массивах Урала (по И. И. Гинзбургу).

1 — пестрые отложения мезозоя; 2 — охра; 3 — нонтронитизированные серпентиниты; 4 — выщелоченные серпентиниты; 5 — габродиабазы.

вынесением малоподвижных веществ (переведением в подвижное состояние кремнезема вследствие щелочной реакции раствора), третья — вынесением соединений железа. После третьей стадии остаются только окислы алюминия, наименее подвижные в коре выветривания.

Таким образом, кора выветривания сначала состоит главным образом из продуктов физического выветривания. Потом она обогащается известью и насыщается основаниями. В следующую стадию верхние горизонты коры выветривания теряют значительную часть оснований и обогащаются кремнеземом (*каолиновый тип выветривания*), а затем остаются только полуторные окислы алюминия и железа (*аллитный тип выветривания*).

Обычно в пределах коры выветривания наблюдается определенная зональность (рис. 82), которая проявляется в изменении зон разного минерального состава. Например, для коры выветривания Урала, сформировавшейся на основных и ультраосновных породах, И. И. Гинзбург выделяет: 1) зону дезинтегрированных первичных пород; 2) зону вермикулитов, гидроксидов и гидрослюд (для основных пород и кристаллических сланцев) и карбонатизированные зоны (для ультраосновных пород); 3) зону нонтронитов (для ультраосновных пород) и монтмориллонитов (для основных пород); 4) зону

полуторных гидроокислов железа и марганца. По змеевикам иногда развиваются зоны окремнелых и карбонатизированных пород, выше которых находится зона охр.

Различные минералы, попадая в зону выветривания, ведут себя по-разному. Полевые шпаты переходят в гидрослюды, а потом — в каолинит или монтмориллонит. Известково-натриевые полевые шпаты выветриваются значительно быстрее калиевых.

Ход выветривания полевых шпатов в значительной мере определяется рН среды.

Орто- и метасиликаты выветриваются значительно быстрее полевых шпатов. На первых стадиях за их счет образуются хлориты, гидрослюды, а потом монтмориллонит и нонтронит. При более продолжительном выветривании накапливаются гидроокислы железа, каолинит и как конечный продукт — свободная окись алюминия.

Кварц отличается высокой устойчивостью против выветривания, и его состав не изменяется даже при тонком раздроблении.

Ход выветривания и степень его развития зависят от температуры и влажности, поступления органического вещества, а также от рельефа. Эти факторы определяют географическую зональность в локализации коры выветривания (рис. 83).

По минеральному составу можно выделить следующие климатические типы коры выветривания:

1) обломочную, возникающую лишь в результате физического выветривания и характерную для арктических и высокогорных районов;

2) гидрослюдистую, наблюдающуюся в относительно холодных районах со слабым химическим выветриванием, где разложение полевых шпатов не идет дальше образования гидрослюды;

3) монтмориллонитовую, возникающую в степных или полупустынных районах в условиях жаркого климата при слабом увлажнении;

4) каолинитовую, образующуюся в теплых и жарких районах при активном химическом выветривании, в результате чего накапливается значительное количество каолинита;

5) латеритную, которая формируется при наиболее энергичном химическом выветривании в условиях жаркого и влажного климата (этот тип коры выветривания характеризуется накоплением свободных окислов алюминия и железа, что чаще всего бывает под экваториальными лесами с их постоянным увлажнением или, реже, в зонах муссонных лесов);

6) красноземную (галлуазитовую), свойственную периодически засушливым субтропическим и тропическим районам (в частности, зонам саванн);

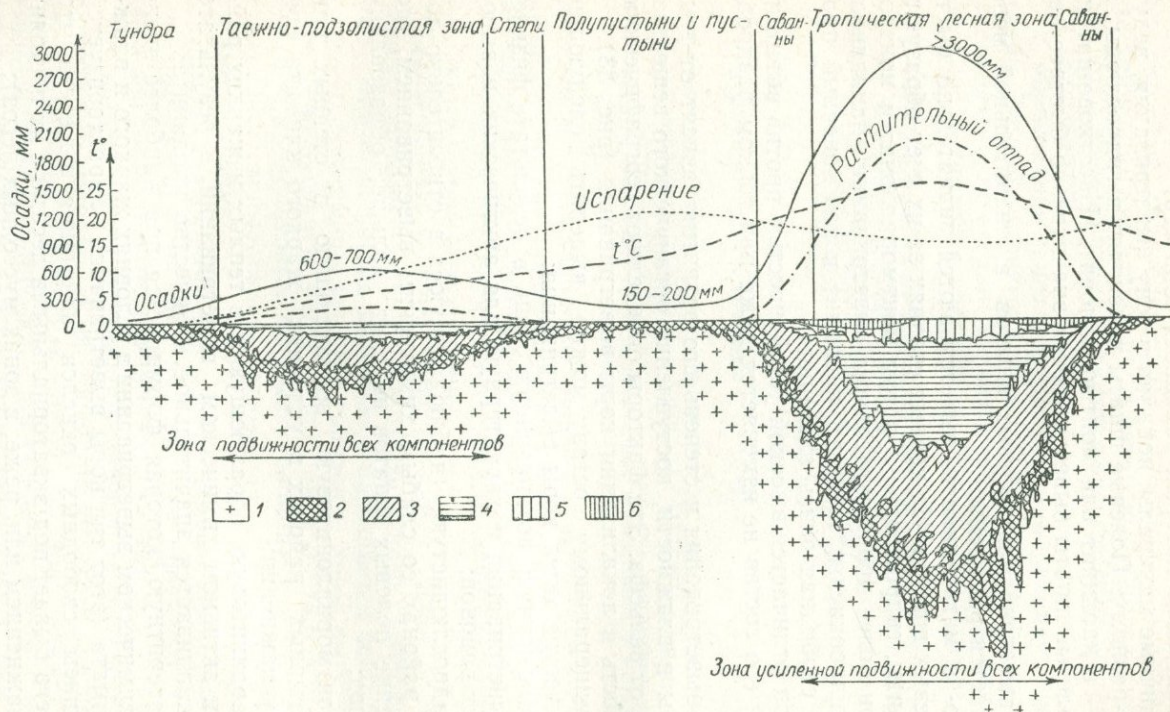


Рис. 83. Схема образования коры выветривания в различных климатических зонах (по М. Н. Страхову).
 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы (химически малоизмененная); 3 — гидрослюдисто-могмориллонито-бейделлитовая зона; 4 — каолинитовая зона; 5 — охры, Al_2O_3 ; 6 — панцирь $Fe_2O_3 + Al_2O_3$.

7) охристую (нонтронитовую), характеризующуюся интенсивными скоплениями в верхнем горизонте гидроксидов железа.

Относительно образования продуктов выветривания существует два мнения. По одному из них, вновь образованные минералы выветривания связаны постепенными переходами с материнскими в большинстве случаев вследствие их гидролитического разложения.

Согласно второй точке зрения, новые минералы возникают из отдельных окислов, которые освободились при разложении первичных минералов.

При разложении (гидролизе) минералов во время выветривания наблюдаются следующие случаи:

- 1) полный распад решетки минерала;
- 2) распад на отдельные слои кремниевых кислот и прокладок (гиббсита, брусита, гетита), которые переходят в раствор лишь частично;
- 3) переход Al и Fe из четверной координации в шестерную или наоборот, замещение в тетраэдре кремния алюминием и железом с освобождением отрицательной валентности, которая компенсируется соответствующими катионами (K^{+1} , Na^{+1} , H^{+1});
- 4) замещение отдельных элементов внутри решетки, например $2Al^{+3}—3Mg^{+2}$, $2Al^{+3}—3Fe^{+2}$, $K^{+1}—[H_2O]^{+1}$;
- 5) катионный и анионный обмен, в первую очередь замещение их водородом, а также гидратация и связанный с ней гидролиз растворимой части силиката.

При разложении силикатов нерастворимый остаток может образоваться за пределами решетки минерала (разложение водой волластонита, когда происходит частичное замещение минерала, после которого наступает его гидролиз) или в элементарных ячейках самого минерала (спонтанный переход ионов калия в раствор и образование при этом псевдоморфозы кремнезема по лейцити).

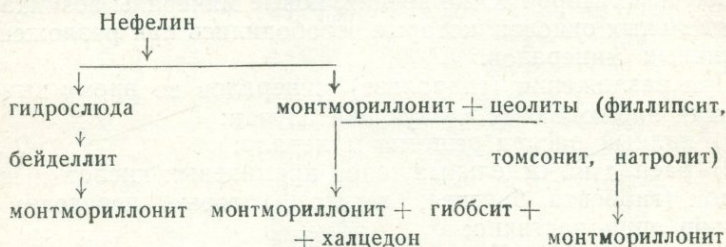
Возможны также промежуточные случаи, когда часть реакций происходит в ячейках, а часть — за пределами их, а также когда один минерал преобразуется в другой в самой решетке.

Вообще, решетка распадается по наиболее легким связям. При этом наблюдается тенденция к образованию связанных между собой тетраэдрических пакетов.

Минералы коры выветривания образуются как синтетическим путем (например, преобразование полевого шпата в каолинит происходит за счет разложения полевого шпата на отдельные окислы Al_2O_3 и SiO_2 и коагуляции этих окислов в минерал состава каолинита), так и путем гидролиза первичных минералов.

При выветривании новый устойчивый минерал во многих случаях образуется из исходного, старого, не сразу, а последовательно, проходя через промежуточные минералы, являющиеся стадийными по отношению к конечному. Стадийность выветривания в значительной степени определяется характером структуры и составом минерала.

Стадийное образование минералов показано ниже на примере выветривания нефелина:



Конечными продуктами разложения являются минералы, устойчивые в самых верхних горизонтах земной коры, чаще всего опал, халцедон, гиббсит, каолинит, гидроокислы железа и марганца. Реже устойчивыми бывают галлуазит, бейделлит, монтмориллонит и палыгорскит.

В результате процессов, происходящих в коре выветривания, в ней возникает два типа образований: твердые фазы, остающиеся на месте и собственно образующие кору выветривания; растворы ряда компонентов, которые выносятся из выветривающегося комплекса и мигрируют за его пределы или вмываются (инфильтруются) в него и откладывают на своем пути растворенные компоненты. В соответствии с этим среди возникающих в результате выветривания минеральных месторождений можно выделить *остаточные* и *инфильтрационные*.

Осадочные процессы

Осадочные процессы протекают тогда, когда продукты выветривания захватываются поверхностными проточными водами (реками) и приносятся в водоемы, в которых происходит их осаждение. Труднорастворимые продукты выветривания переносятся механическим путем во взвешенном состоянии, а те, которые перешли в растворы (истинные или коллоидные), — в растворенном состоянии.

М. Н. Страхов по форме переноса текучими водами разделит вещества на четыре группы:

1. Легкорастворимые соли NaCl , KCl , MgSO_4 , MgCl_2 , CaSO_4 , CaCl_2 . Они образуют в реках истинные (ионные) рас-

творы и никогда не находятся в виде коллоидных растворов и во взвешенном состоянии;

2. Карбонаты щелочных и щелочно-земельных металлов — CaCO_3 , MgCO_3 , Na_2CO_3 . Эти вещества переносятся в виде резко ненасыщенных растворов (в реках гумидных равнин севера и тропиков) и тонкозернистой механической взвеси (в степных и горных реках);

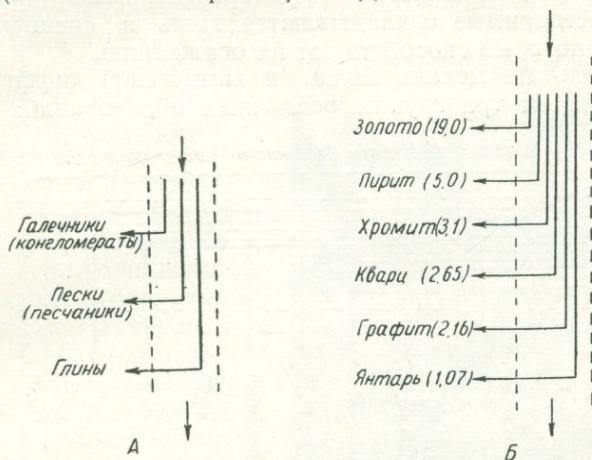


Рис. 84. Схема механической осадочной дифференциации по величине обломков (А) и по плотности (Б) при равной величине обломков (по Л. В. Пустановалу).

3. Соединения Fe, Mg, P, а также соединения малых элементов (V, Cr, Ni, Co, Cu и др.). Эти вещества характеризуются очень малой растворимостью (чем определяется их незначительное содержание в речных водах в растворенном состоянии), а также способностью образовывать, наряду с истинными, коллоидные растворы, которые играют большую роль в поверхностной миграции этих элементов (за исключением фосфора);

4. Кварц и разнообразные силикатные и алюмосиликатные минералы. Они переносятся реками только в виде суспензий и грубозернистого материала, перемещаемого по дну или во взвешенном состоянии.

Нерастворимые продукты выветривания выпадают при переносе их водными потоками не одновременно, а в определенной последовательности согласно так называемой *механической дифференциации*. Механическая дифференциация определяется величиной и формой частичек (рис. 84 А), их плотностью (рис. 84 Б), устойчивостью к истиранию, а также характером, скоростью и массой транспортирующей

среды. В общем можно считать, что ближе к берегу размещаются более крупнозернистые осадки — гравий, далее замещааемый песками, а затем илы.

Продукты выветривания, которые переносятся в виде истинных или коллоидных растворов, осаждаются в различных водоемах по закону *химической дифференциации* (рис. 85). Вначале кристаллизуются труднорастворимые продукты, а легкорастворимые откладываются лишь в специфических условиях, которые способствуют их осаждению.

В результате механической и химической дифференциации возникают три группы осадочных образований: 1) оса-



Рис. 85. Схема химической осадочной дифференциации (по Л. В. Пустовалову).

дочные образования, возникшие исключительно механическим путем (галечники, пески и глины); 2) осадочные образования, которые могут возникать химическим путем (или химическим в сочетании с механическим). К ним принадлежат окислы и гидроокислы железа и марганца, кремнезем, фосфат кальция, минералы бокситов, сидерит, сульфиды меди, глауконит, шамозит и тюрингит, а иногда также пирит и марказит и частично известняки и доломиты; 3) осадочные образования, возникшие только химическим путем, — известняки, доломиты, флюорит, ангидрит, целестин, гипс, каменная соль, калийно-магнезиальные соли и бораты.

Во многих случаях к процессам механического и химического образования осадков присоединяются также биогенные процессы.

В формировании осадочных горных пород важную роль играют обломки различных минералов (*терригенные* или *аллотигенные минералы*).

При переходе соответствующего осадка в горную породу (*стадия диагенеза*) возникает ряд новых минералов, которые принято называть *аутигенными*. Аутигенные минералы могут возникать также в сформировавшейся горной породе

как новообразования. Поэтому среди аутигенных минералов различают *диагенетические* (*сингенетические*) и *эпигенетические*.

В зависимости от способа образования минеральные месторождения осадочного происхождения делятся на три группы: механические, химические, биохимические.

Механические осадочные месторождения возникают в результате осаждения переносимых проточными водами и речными потоками обломков продуктов выветривания, которые содержат химически устойчивые минералы, и позднейшего их отложения в русле рек с образованием аллювиальных россыпей (русловых, долинных, террасовых). В общем разрезе россыпей (рис. 86) различаются почва, или плотик, пласт, торфы.

Почва (плотик) — порода, на которой располагается пласт.

Пластом, а в золотых россыпях *песками* называется та часть россыпи, где произошла концентрация полезного компонента.

Торфы представляют собой толщу пород, перекрывающих пласт. В разрезе россыпи пласт иногда концентрируется на каком-либо прослое в торфах; тогда этот пласт, на котором произошла концентрация минералов, носит название *ложного плотика*.

Наиболее богатые участки россыпи обычно располагаются вдоль вогнутой стороны изгиба рек и при устье рек. Для концентрации минералов в россыпи существенное значение имеет характер плотика. Наиболее благоприятными породами, составляющими плотик, являются известняки и доломиты, а также тонкослоистые нетвердые породы типа глинис-

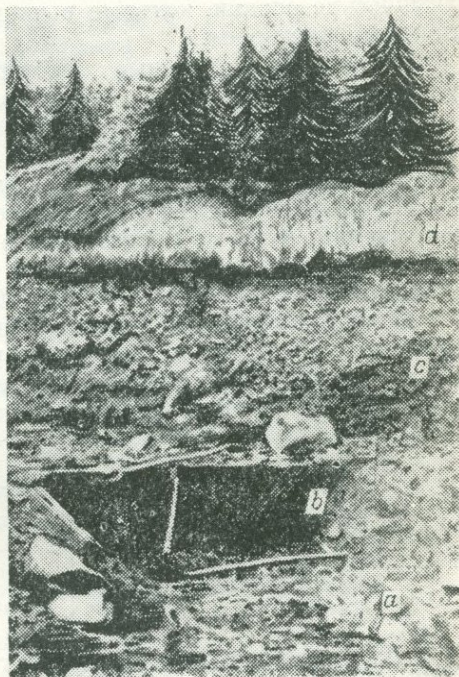


Рис. 86. Общий разрез россыпи (по Н. К. Высоцкому).

a — почва (плотик); *b* — пласт («пески»); *c*, *d* — торфы (*c* — «речинки»; *d* — глины). Вверху растительный слой.

тых сланцев, в особенности крутопадающие по течению реки и простирающиеся поперек речной долины. Иногда водные потоки выносят тяжелые минералы к берегам озер и морей, образуя озерные и морские россыпи. Такие россыпи возникают также под влиянием размывающего действия самого моря или озера.

Химические осадочные месторождения образуются путем осаждения растворенных веществ в водах морей, озер, болот и рек и представляют собой типичные химические осадки, которые выпадают из истинных или коллоидных растворов.

Химические осадочные месторождения, образовавшиеся из истинных растворов, представлены так называемой галогенной формацией, к которой принадлежат месторождения солей кальция, натрия, калия и магния (гипсы, ангидриты, каменная соль, калийные и магниевые соли, бораты). Эти месторождения формируются за счет растворимых соединений, которые возникают в процессе выветривания и выносятся водами поверхностного и подземного стока в мировой океан, определяя его солевой состав (табл. 22).

Месторождения галогенной формации возникают лишь в морских лагунах в условиях аридного климата, когда образуется достаточно высокая концентрация солей в растворах. При увеличении концентрации растворов соли осажда-

Таблица 22

Состав солевой массы океанов

Ионы	В ионной форме		В пересчете на соли		
	В ‰ к общему весу солей	В граммах на 1 л морской воды	Соли	В % на сумму сухого остатка	В граммах на 1 л морской воды
Cl'	55,292	19,68	NaCl	77,758	27,213
Br'	0,138	0,07	MgCl ₂	10,878	3,807
SO'' ₄	7,692	2,74	MgSO ₄	4,737	1,658
CO'' ₃	0,227	0,08	CaSO ₄	3,600	1,260
Na·	30,593	10,89	K ₂ SO ₄	2,465	0,863
K·	1,116	0,40	CaCO ₃	0,345	0,123
Mg··	3,745	1,33	MgBr ₂	0,217	0,076
Ca··	1,197	0,43			
Сумма	100,00	35,62		100,00	35,00

ются в определенной последовательности, которая зависит прежде всего от их растворимости. Первыми выделяются тяжелорастворимые соли, последними — легкорастворимые (рис 87). Кроме растворимости солей, на последовательность их образования влияет относительное количество солей в растворе, температура раствора, а также наличие других солей.

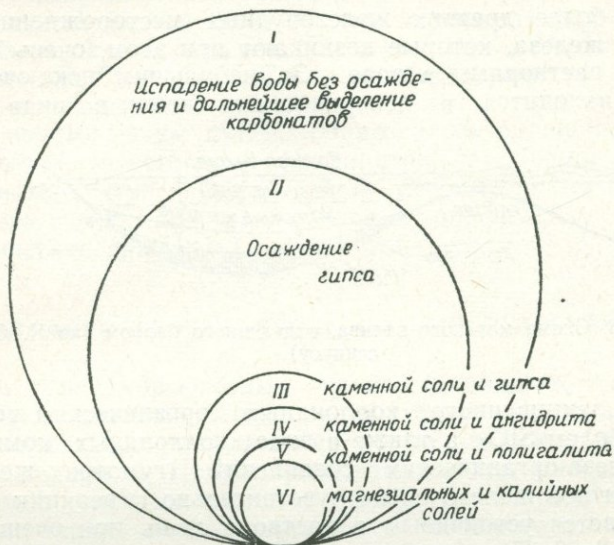


Рис. 87. Схема отложения солей из морской воды (по Э. Эйнеке).

Площади кругов соответствуют объемам воды в бассейне на границе различных стадий процесса.

Растворы в условиях земной поверхности становятся насыщенными только при определенном режиме бессточных водоемов, когда приток в них воды, содержащей соли, равен (или меньше) их испарения. Накопление солей происходит также в водоемах, отделенных от моря узкой пересыпью (*барром*) при непрерывном поступлении в них морской воды (рис. 88). На этом основана так называемая *теория барров* немецкого геолога К. Оксениуса.

В условиях сухого климата, когда через пролив постоянно поступает такое же количество воды, которое испаряется с поверхности залива, в заливе накапливаются соли, при соответствующей концентрации раствора выпадающие в осадок. Толщина залежи зависит от глубины залива и продолжительности процесса. Но соли могут откладываться и в мелководных бассейнах, в которых накопление осадков сопровождается длительным эпейрогеническим прогибанием.

Химические осадочные месторождения, образовавшиеся из коллоидных растворов, представлены рудами железа, марганца, меди и алюминия. Возникновение этих месторождений рассмотрим на примере гидроокислов, карбонатов и силикатов железа, которые образуются за счет выветривания и разложения железосодержащих минералов основных и ультраосновных, реже метаморфогенных и осадочных пород, а также более древних железорудных месторождений. Соединения железа, которые возникают при этом, очень незначительно растворимы в воде. За небольшим исключением, железо находится в поверхностных водах в виде золя

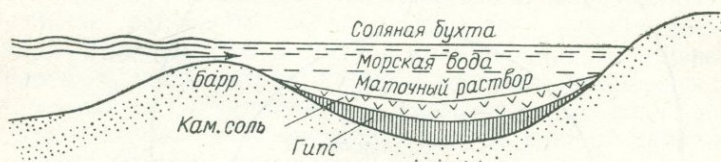


Рис. 88. Схема морского залива, отделенного барром (по К. Оксенуусу).

$\text{Fe}(\text{OH})_3$, защищенного коллоидным органическим веществом или золем SiO_2 , а также в виде коллоидных комплексных железо-органических соединений (гуматов железа). Трехвалентное железо очень чувствительно к реакции среды и оказывается устойчивым в растворе лишь при очень низком $\text{pH}=2-3$. При повышении pH гидролиз солей Fe^{+3} резко повышается, а мицеллы $\text{Fe}(\text{OH})_3$, которые при этом образуются, коагулируют.

Наибольшие количества железа, как правило, концентрируются недалеко от берега и особенно в устьях рек, преимущественно в районах тропического и субтропического климата.

Несколько отличаются от обычных морских месторождений *озерно-болотные отложения*, развитые в северных районах, где котловины, депрессии и речные долины являются местами формирования озерно-болотных руд, а повышенные участки, разделяющие их, — источниками, снабжающими эти котловины растворами и обломочным материалом.

Осадочные биохимические месторождения возникают главным образом в результате жизнедеятельности организмов.

Роли и значению биохимических процессов в минералообразовании уделяли особое внимание В. И. Вернадский и Я. С. Самойлов. Как отмечает В. И. Вернадский, химический состав организмов тесно связан с химическим составом земной коры. Биохимическая роль организмов заключается в

том, что они аккумулируют вещества, которые содержатся в ничтожных количествах в окружающей среде и после гибели или в результате жизнедеятельности образуют особые минералы. Кроме того, организмы в ряде случаев играют роль катализаторов, содействуя выделению из растворов определенных минералов.

По данным В. И. Вернадского, в живом веществе содержится от 1 до 10% более 20 химических элементов: O, H, C, Ca, N, Al, Fe, Si, Mg, Ba, Sr, J, P, Mn, Cl, Zn, Br, Cu, V, K, Na, из них O, H, C, N, Ca — во всех организмах, остальные — в некоторых.

Биохимическим путем образовалось большинство месторождений известняков, фосфоритов, самородной серы и др. Возможно, что в образовании некоторых месторождений железа и марганца также играли определенную роль биохимические процессы.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

При метаморфогенных процессах изменяются минеральный и химический состав руд и горных пород, их физические свойства, а иногда даже форма залежей минеральных месторождений. Например, богатые водой минералы, устойчивые в условиях земной поверхности, в процессе метаморфизма теряют воду и переходят в безводные и бедные водой разновидности (бурые железняки преобразуются в гематит и магнетит, углистое вещество переходит в графит и т. д.). В общем, при метаморфизме минералы стремятся перейти в соединения с меньшим объемом и повышенной плотностью.

При метаморфогенных процессах, кроме температуры и давления, большую роль играют H_2O , CO_2 и другие компоненты, которые в той или иной степени всегда присутствуют в горных породах и рудах.

Обычно минералы метаморфогенных образований не имеют хорошо выраженных кристаллографических форм. Все они возникают сравнительно одновременно. Минеральные зерна, составляющие метаморфогенную горную породу, называют *кристаллобластами*. Зерна, которым свойственна кристаллографическая форма, называются *идиобластами*, а не имеющие такой формы — *ксенобластами*. Соответственно степени огранки кристаллобластические минералы бывают *идиобластическими* или *ксенобластическими*.

Рост минералов в метаморфогенных породах осуществляется по принципу *собирательной перекристаллизации*. Сущность ее заключается в том, что при перекристаллизации агрегатов мелкие зерна растворяются, а крупные рас-

тут за их счет. Крупные зерна минералов в метаморфогенных породах принято называть *порфиробластами*.

Все минералы метаморфогенных образований в зависимости от условий метаморфизма можно разделить на три группы: 1) минералы, образующиеся при перекристаллизации (состав минералов не изменяется); 2) новые минералы, которые при кристаллизации возникают за счет старых неустойчивых минералов (неоминаерализация); 3) реликтовые минералы, устойчивые в данных условиях метаморфизма.

Метаморфогенные процессы минералообразования определяются влиянием магматических тел на различные породы, на непосредственную зону контакта либо на большие области (регионы). В первом случае связь метаморфогенных образований с изверженными породами очевидна, причем часто можно проследить все переходы от контакта к первичным породам; во втором же случае обычно бывает трудно установить связь метаморфогенного комплекса с интрузивными породами.

Контактовый метаморфизм, совершающийся непосредственно на контакте интрузивных тел, может иметь метасоматический характер, когда перекристаллизация и неоминаерализация происходят при участии постмагматических растворов. Такие образования, носящие название контактово-метасоматических, уже были рассмотрены в разделе постмагматических образований. Здесь мы рассмотрим собственно *контактово-метаморфогенные образования*.

На контактах интрузивных тел с вмещающими породами происходит изменение как во вмещающих породах (*эзоконтактовые изменения*), так и в краевых частях интрузивного тела (*эндоконтактовые изменения*). Приконтактовая полоса пород, подвергшихся контактовому метаморфизму, образует *контактовый ореол*, или *зону контактовых изменений*. Ширина зоны контактовых изменений может колебаться от нескольких метров до нескольких километров. Контактовый метаморфизм вмещающих пород сопровождается интенсивной перекристаллизацией с образованием пород, которые носят название *контактовых роговиков*.

При региональном метаморфизме, когда под влиянием крупных интрузий значительные территории охвачены явлениями метаморфизма, возникают метаморфические сланцы, кристаллические сланцы и гнейсы. Особенностью этих образований является постоянство состава ассоциаций главных минералов, а также состава самих минералов на значительных пространствах.

Многие исследователи раньше считали, что для возникновения регионально-метаморфогенных образований, например гнейсов и различных сланцев, достаточно простого по-

гружения пород на большие глубины. Температура метаморфизации принималась прямо пропорциональной глубине и давлению вышележащих пород. В соответствии с этим многие исследователи не видели связи регионального метаморфизма с магматическими процессами. В настоящее время доказано, что связь с магматическими явлениями обязательна как для контактового, так и для регионального метаморфизма. Магматические явления создают высокую температуру, необходимую для преобразования минералов и пород, а также служат источником водных растворов, оказывающих существенное влияние на ход метаморфизма. Если метаморфизм осадочных пород происходит с выделением воды, то метаморфизм изверженных пород — с поглощением воды.

Контактовый метаморфизм связан обычно с небольшими интрузивными телами, застывшими на небольшой глубине. Региональный метаморфизм обусловлен подъемом больших магматических масс, находящихся на значительной глубине. Процесс происходит при больших давлениях. В результате этого прогреваются и пропитываются растворами значительные территории.

Метаморфогенный процесс характеризуется привнесением тепла в диапазоне температур от 1100—850° до 400—300°С и при давлении от 1 до 60 тыс. (?) атмосфер, которое определяется нагрузкой вышележащих пород и боковым давлением, возникающим при горообразовании.

В некоторых случаях метаморфизм проходит несколько генетически не связанных этапов, которые могут накладываться один на другой. С минералогической точки зрения наибольший интерес представляет наложение низкотемпературного метаморфизма на высокотемпературный. Такие явления называются *диафторезом*, или *регрессивным метаморфизмом*, а образования, которые возникают при этом, — *диафторитами*. При диафторезе высокотемпературные ассоциации метаморфогенных минералов замещаются более низкотемпературными.

Минеральные комплексы, связанные с метаморфогенными процессами, разделяют на две группы: метаморфогенизированные и метаморфогенные.

В *метаморфогенизированных комплексах* первичные месторождения в разной степени изменены метаморфогенными процессами, но их состав остался прежним (не считая воды и углекислоты). К ним относятся месторождения железных и марганцевых руд, а также золота.

К *метаморфогенным* относятся месторождения, в которых при метаморфогенных процессах, наряду с перекристаллизацией первичных месторождений, возникают разности,

содержащие новые минералы (месторождения мраморов, графита, наждака и кианита).

С метаморфогенными процессами связано образование так называемых жил альпийского типа. Большинство исследователей считает жилы альпийского типа латераль-секреционными образованиями, то есть возникшими за счет вещества, содержащегося во вмещающих породах. Образование жил альпийского типа происходило в конечную стадию мета-

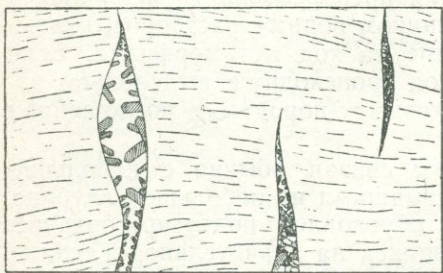


Рис. 89. Жилы альпийского типа.

морфизма за счет пропитавшей породу горной влаги, находящейся в породе в ее естественном состоянии. Особенность жил альпийского типа заключается в том, что каждому типу пород, в которых они залегают, соответствует свой, часто повторяющийся список минералов. При этом качественный химический

состав минералов трещин обычно отвечает составу окружающих пород. Такое соответствие и дает основание полагать, что большинство материала, которым заполнены трещины, получено из метаморфогенизированных окружающих пород.

По морфологическим признакам жилы альпийского типа характеризуются приуроченностью к трещинам разрыва в породах складчатых областей, сложенных главным образом кристаллическими сланцами, кварцитами, гнейсами и гранитами. Чаще всего это секущие трещины с падением, обратным падению пород, и с согласным простиранием. Жилы обычно имеют форму вытянутых линз (рис. 89).

Так как в альпийских жилах кристаллизация происходит в свободных полостях, то порядок выделения минералов в них очень отчетливый, причем постоянный для многих жил различных районов. Впервые и наиболее полно жилы такого типа были изучены в Альпах, откуда они и получили свое название. Кристаллы минералов в альпийских жилах преимущественно хорошо образованы, часто прозрачны и достигают иногда значительных размеров. Сравнительное постоянство и однообразие некоторых условий кристаллизации приводит к тому, что кристаллы разных жил даже из отдаленных районов имеют сходный габитус, в пределах которого существуют лишь трудно уловимые отличительные черты. Жилы альпийского типа выполнены плотным крупнокристаллическим молочным кварцем, который называют *кварцевой каймой*, образующейся обычно путем метаморфизма горного хрусталя. Почти всегда

в жиле сохраняется некоторое свободное пространство, где происходило выделение прекрасно образованных кристаллов горного хрусталя и других минералов альпийских жил (рис. 90). Хрусталеносные полости получили название *хрустальных погребов*. Иногда они достигают крупных размеров.

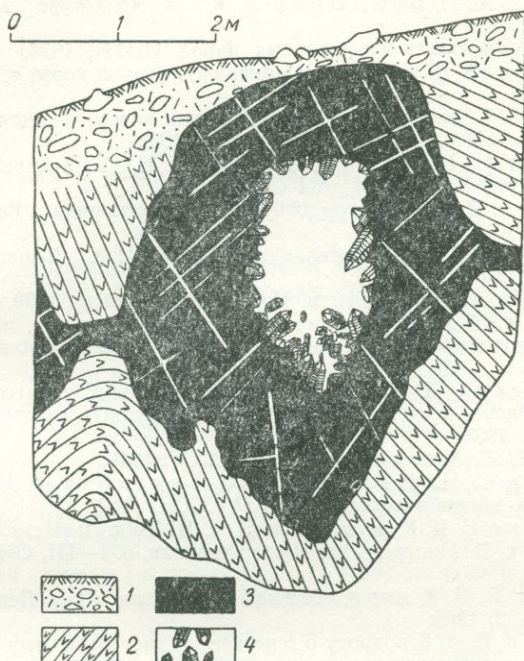


Рис. 90. Кварцевая жила с хрустальным гнездом (по А. Е. Карякину).

1 — наносы; 2 — зеленые сланцы; 3 — жильный кварц; 4 — кристаллы кварца.

КОСМОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Эти процессы совершаются в космическом пространстве и их продукты попадают на землю в виде обломков метеоритов.

Образование минералов в метеоритах по своим условиям близко к минералообразованию при магматических процессах, так как в метеоритах минералы возникают также при кристаллизации расплавов.

Особенности минерального состава метеоритов мы рассмотрим при разборе естественных минеральных ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Там же.

Бетехтин А. Г., Болдырев А. К. и др. Курс минералогии. ОНТИ, 1936.

Боуэн Н. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.

Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I, в. 1 и 2, 1927.

Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.

Грейтон А. С. Природа рудообразующего флюида. Госгеолиздат, 1946.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовского ун-та, 1961.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. Ленингр. ун-та, 1959.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. ЗВМО, № 1, 1947.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Кринов Е. Л. Метеориты. Изд. АН СССР, 1948.

Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. М. Введение в геологическую микробиологию. Изд. АН СССР, 1962.

Лазаренко Є. К. Курс мінералогії, ч. III. Вид. Львівськ. ун-ту, 1961.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения, в. I—III, ОНТИ, 1934—1935.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXX, в. 2, 1955.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Розенбуш Г. Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, 1951.

Страхов М. Н. Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, 1960.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.

Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд. АН СССР, 1940.

Харкер А. Метаморфизм. ОНТИ, 1937.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

РАЗДЕЛ IV

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА МИНЕРАЛОВ

ПРИМЕНЕНИЕ ПРАВИЛА ФАЗ К ПРОЦЕССАМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Процессы минералообразования, кроме биохимических, подчиняются законам физической химии, среди которых важное место принадлежит законам равновесия. Выше мы отметили, что минералы характеризуются определенным химическим составом и существуют при определенных условиях. Совместно существующие и взаимосвязанные тела, независимо от их агрегатного состояния, образуют *физико-химическую систему*. Составные части системы, имеющие однородный состав и строение и разобщенные физическими поверхностями раздела, называют *фазами*. По агрегатному состоянию фазы бывают *твердыми, жидкими и газообразными*.

В минералогии любая твердая фаза природной физико-химической системы, связанной с земной корой, рассматривается как самостоятельный минерал. Состав фаз определяется слагающими их компонентами, которые могут быть представлены как отдельными химическими элементами, так и их соединениями. Число компонентов в системе определяется тем их минимальным количеством, которое необходимо и достаточно для того, чтобы выразить состав любой фазы. Например, в системе из CaCO_3 (кальцита), CO_2 и CaO два компонента, так как любой третий компонент может быть получен при реакции между двумя остальными.

Среди физико-химических систем различают *гомогенные*, состоящие из одной фазы, и *гетерогенные*, которые состоят из нескольких фаз, отличающихся друг от друга либо по составу, либо по агрегатному состоянию, либо по тому и другому. Состояние, при котором фазы при данной температуре и давлении, а также при определенной концентрации химических компонентов в данной физико-химической систе-

ме остаются неизменными, называют *равновесием*. Факторами равновесия являются температура, давление и концентрация. Изменение этих факторов приводит к нарушению равновесного состояния системы. При этом равновесными принято считать только те системы, для которых смещение равновесия может идти как в одну, так и в другую сторону в зависимости от направления действия того или иного фактора равновесия. Приведенные соотношения выражаются *правилом фаз*, которое определяется следующей формулой:

$$F = B_i + 2 - P,$$

где F — число свободных независимых переменных, то есть таких переменных, которые мы можем произвольно менять, не нарушая равновесия в системе. Эти независимые переменные называются *степенями свободы*;

B — число компонентов системы;

P — число фаз системы;

2 — факторы равновесия: температура и давление.

Например, в системе CaCO_3 , в которой имеется два компонента ($\text{CaO} + \text{CO}_2$) и три фазы, формула правила фаз приобретает следующий вид: $F = 2 + 2 - 3$, то есть число степеней свободы равно единице. Следовательно, в этой системе мы можем произвольно менять один из параметров (давление или температуру), не нарушая равновесия системы. При заданном же давлении или температуре число переменных параметров уменьшается до единицы, а число степеней свободы равно нулю. В такой системе нельзя произвольно менять фактор равновесия, не нарушая равновесия в системе.

В. М. Гольдшмидт, предполагая, что при кристаллизации существует равновесие между выделившимися минералами и расплавом или насыщенным ими раствором, применительно к минералогии дал следующую формулировку правила фаз: *При произвольном давлении и температуре максимальное число твердых минералов, которые одновременно совместно устойчиво существуют, равно числу компонентов, слагающих эти минералы*. Эта формулировка облегчила применение правила фаз к простейшим системам, но вместе с тем сильно ограничила область его приложения.

Д. С. Коржинский ввел понятие о *вполне подвижных компонентах*, которые характеризуются высокой диффузионной способностью и в связи с этим — постоянной концентрацией в растворе во время определенного этапа процесса. На основании этого Д. С. Коржинский уточнил формулировку минералогического правила фаз: *В общем случае наибольшее число устойчивых, совместно образующихся в породе минералов равно числу компонентов породы за вычетом вполне подвижных компонентов и тех, содержание которых во всех минералах ниже предельного, или за выче-*

том вполне подвижных компонентов и компонентов-примесей*.

Для подвижных компонентов величина химического потенциала (концентрация) благодаря диффузии в течение всего времени кристаллизации поддерживается на некотором постоянном уровне (то есть, по правилу фаз, она обладает степенью свободы). Для инертных компонентов количество вещества, перемещаемого с помощью диффузии, настолько незначительно по сравнению с количеством вещества, вступающего в реакцию с породой, что концентрация этих компонентов в растворе уравнивается с концентрацией местных насыщенных породой растворов. При произвольных t , p и концентрации подвижных компонентов парагенезис определяется соотношением инертных компонентов.

Инертные компоненты делятся на *компоненты-примеси*, содержание которых во всех минералах ниже предельного, то есть концентрация обладает степенью свободы, и *виртуальные* — остальные инертные компоненты, поскольку они должны учитываться при изучении минеральных равновесий.

Виртуальные компоненты подразделяются на избыточные, которые самостоятельно или в соединении с подвижными компонентами дают минерал, присутствующий во всех изучаемых парагенезисах, например SiO_2 в парагенезисах с кварцем и CaO в парагенезисах с кальцитом; насыщающие, увеличение содержания которых может вызвать их осаждение в виде самостоятельного минерала, но не изменяет других минералов в породе, например ZrO_2 (образование циркона) или P_2O_5 (апатита); ненасыщающие — все прочие виртуальные компоненты. При парагенетических анализах на диаграммах независимыми переменными являются лишь ненасыщающие виртуальные компоненты.

На основании этого правила Д. С. Коржинский широко использовал диаграммы, отражающие закономерное изменение парагенезисов в зависимости от химического потенциала подвижных компонентов.

А. Г. Бетехтиным правило фаз было применено к парагенетическому анализу рудных месторождений. В основу этого анализа он взял положение, что рудные минералы, кроме самородных металлов, представлены почти исключительно сернистыми и кислородными соединениями. При этом некоторые металлы в соединениях с серой или кислородом способны образовывать минералы с различными отношениями металл—сера или металл—кислород, что А. Г. Бетехтин связывает с

* Компонентами-примесями называются такие компоненты, которые не достигают предельного насыщения, необходимого для перехода в твердую фазу.

режимом серы или кислорода в растворах в момент кристаллизации этих минералов. При низкой концентрации серы или кислорода должны образоваться малосернистые или малоокислородные соединения и наоборот. Существенное значение имеет соотношение концентрации серы и кислорода в растворах.

Приведем некоторые примеры парагенетического анализа, произведенного А. Г. Бетехтиным.

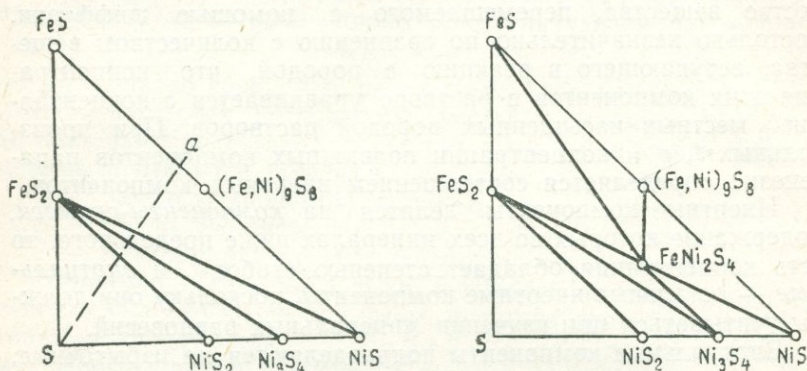


Рис. 91. Парагенетические диаграммы сульфидов никеля.

1. Сульфидные месторождения никеля (рис. 91). Обычной ассоциацией в месторождениях сульфидов никеля для всего земного шара являются минералы пирротин — FeS и пентландит — (Fe, Ni)₉S₈. В условиях повышенной концентрации серы пентландит неустойчив и превращается в миллерит — NiS*. В новых условиях оказывается устойчивой уже пара пирит—миллерит. При дальнейшем повышении концентрации ионов серы в растворе миллерит (NiS) замещается более устойчивым полидимитом (Ni₃S₄), который, в свою очередь, заместится еще более сернистым везситом (NiS₂). Из диаграммы (рис. 91) видно, что последовательная смена парагенетических пар происходит с увеличением концентрации серы, причем каждая последующая пара располагается ближе к вершине S. Это положение будет еще яснее, если привести химический состав минералов, отмеченных на диаграмме (табл. 23).

2. Сурьмяные месторождения. Известные в природе сульфиды сурьмы приведены в таблице 24.

Обычно в сурьмяных месторождениях наблюдается ассоциация антимонита с пиритом, однако иногда распространен и бертьерит. Из парагенетического анализа вытекает, что бер-

* В это же время пирит, обладая высшим предельным содержанием серы среди соединений железа с серой, остается устойчивым.

Химический состав некоторых сульфидов железа и никеля

Минерал	Формула	Химический состав (в %)		
		Fe	Ni	S
Пирротин	FeS	—	38,4—39,6	60,4—61,6
Пирит	FeS ₂	—	53,33	46,67
Пентландит	(Fe,Ni) ₉ S ₈	10—42	32—37	27—50
Миллерит	NiS	64,7	35,3	—
Полидимит	Ni ₃ S ₄	41,96—59,4	39,2—42,0	—
Ваэсит	NiS ₂	47,79	52,21	—

Таблица 24

Химический состав некоторых сульфидов сурьмы

Минерал	Формула	Химический состав (в %)		
		Fe	Sb	S
Бертьерит	FeSb ₂ S ₄	13,26	56,55	30,24
Антимонит	Sb ₂ S ₃	—	71,38	28,62
Гудмундит	FeSbS	26,60	58,10	15,30

тьерит может выделиться лишь в условиях относительно пониженной концентрации серы в растворе. При ином положении устойчивой будет ассоциация пирит+антимонит (рис. 92). На рисунке 92 точка, отвечающая составу бертьерита по отношению к линии FeS₂—Sb₂S₃, располагается в сторону от вершины S. Если концентрация серы в растворе увеличивается, то точка состава бертьерита перемещается по пунктирной линии к вершине S. Некоторое время могут быть устойчивы все три минерала, но как только точка, отвечающая составу бертьерита, окажется на линии FeS₂—Sb₂S₃, существование этого минерала станет невозможным.

Еще более беден серой из сульфидов сурьмы гудмундит, который совместно с пирротинном описан для ряда месторождений. Возможные парагенезисы системы FeS—Sb—S приведены на рис. 93, из которого видно, что пара минералов гудмундит—бертьерит может находиться в ассоциации с антимонитом либо пирритом (или пирротинном), но не с обоими сразу.

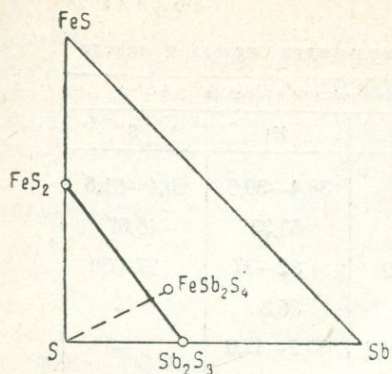


Рис. 92. Диаграмма, иллюстрирующая парагенезис бертьерита.

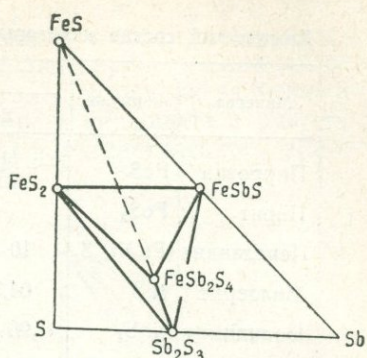


Рис. 93. Парагенетическая диаграмма сульфидов железа и сурьмы.

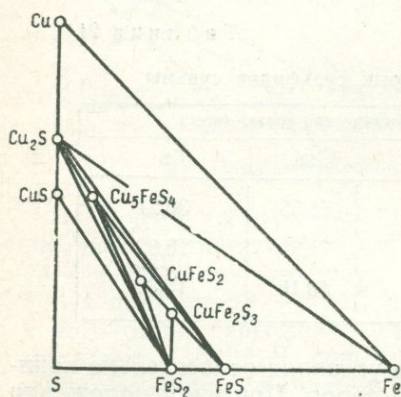


Рис. 94. Парагенетическая диаграмма сульфидов меди и железа.

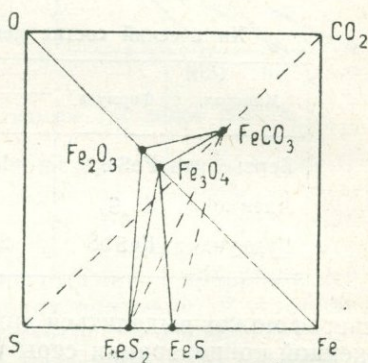


Рис. 95. Парагенетическая диаграмма окисных и сернистых соединений железа.

3. Сульфидные месторождения меди и железа. Обычно медь и железо входят в состав халькопирита, борнита и кубанита. В зависимости от концентрации серы эти минералы будут находиться в определенных парагенетических соотношениях с пиритом, пирротинном, халькозином и иногда — с ковеллином (рис. 94). В крайне восстановительных условиях должны возникнуть самородные медь и железо.

4. Кислородные соединения металлов. Для выражения парагенезиса кислородных соединений, находящихся с сульфидами, А. Г. Бетехтин использует способ, предложенный В. А. Николаевым; нанесение точек проекций составов в правильном тетраэдре, лежащем одним ребром на

плоскости и ориентированном таким образом, чтобы проекция тетраэдра на плоскость имела очертание квадрата. На рис. 95 ребро тетраэдра, лежащее на плоскости («невидимое»), дано пунктиром, а верхнее («видимое») ребро, параллельное плоскости, — тонкой диагональной линией перпендикулярно к нижнему ребру. Здесь конноды, изображенные сплошными линиями, лежат на верхних гранях тетраэдра, а конноды, изображенные пунктиром, — внутри тетраэдра.

Из приведенной диаграммы видно, что в природе для системы Fe—S—O—CO₂ возможны следующие минералы: пирротин (FeS), пирит (FeS₂), сидерит (FeCO₃), магнетит (Fe₃O₄), гематит (Fe₂O₃). Они могут образовать только две парагенетические ассоциации, выраженные на диаграмме в виде двух четырехгранников (тетраэдров) с вершинами: 1) гематит (Fe₂O₃), магнетит (Fe₃O₄), сидерит (FeCO₃) и пирит (FeS₂) или 2) пирит (FeS₂), магнетит (Fe₃O₄), сидерит (FeCO₃) и пирротин (FeS).

Приведенные примеры показывают, что применение правила фаз к парагенетическому анализу имеет большое значение при поисках месторождений полезных ископаемых, а также при расшифровке условий образования месторождений.

РОЛЬ ДИФФУЗИИ В МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Все случаи перемещения вещества при геологических процессах с физико-химической точки зрения могут быть разбиты на два типа: 1) передвижение одной фазы по отношению к другой в гетерогенной системе; 2) движение вещества внутри гомогенной фазы.

Первый тип охватывает обычные процессы перемещения жидкого и газообразного вещества по трещинам или через пористые породы. Ко второму типу относятся диффузия и, в частности, приток вещества при росте кристаллов.

Д. С. Коржинский подробно рассмотрел те реакции, которые происходят между растворами, пропитывающими какой-либо участок земной коры, и горной породой и приводят к образованию определенных минералов. Во время реакции некоторые компоненты поглощаются породой, а другие, наоборот, переходят в раствор, в связи с чем концентрация раствора в этой точке изменяется и начинается диффузия, стремящаяся выравнять концентрацию. Скорость движения различных компонентов обычно весьма различна. Для одних компонентов диффузия происходит настолько быстро, что концентрация этих компонентов постоянна в течение всего процесса, для других — очень медленно, и концентрация компонентов в растворе зависит от хода процесса. Первые компоненты называются *подвижными*, вторые — *инертными*. Количество под-

вижных компонентов не влияет на число возможных минералов (фаз системы).

Концентрация растворов, от которой также зависит подвижность веществ, в природных условиях может испытывать значительные колебания. Различные соединения, входящие в состав минералообразующих растворов, могут иметь концентрации, разнящиеся между собой в сотни раз. Хотя концентрация веществ в минералообразующих растворах неизвестна, ее до некоторой степени можно отождествить с содержанием этих веществ в сформировавшемся минеральном теле. Как бы сильно ни отличались коэффициенты диффузии основных элементов и элементов-примесей, подвижность элементов-примесей всегда меньше подвижности основных элементов из-за большой разницы в концентрациях. Так, например, среднее содержание железа в магнетитовых рудах одного месторождения равно 65%, а среднее содержание фосфора в этих же рудах — 0,16%. Если для железа минимальный коэффициент диффузии 0,1 см/сутки, а для фосфора — максимальный 5 см/сутки, то подвижность (M) вычисляется следующим образом:

$$M_{\text{Fe}} : M_{\text{P}} = (0,1 \cdot 65) : (5 \cdot 0,16) = 6,5 : 0,8 = 8$$

Следовательно, несмотря на то, что коэффициент диффузии фосфора в 50 раз больше коэффициента диффузии железа, подвижность железа благодаря большей концентрации в восемь раз выше. Концентрация основных компонентов быстро выравнивается на большом прострaнстве, что приводит к образованию минеральных месторождений, в то время как элементы-примеси вследствие малой подвижности распределяются неравномерно и их концентрация падает по мере удаления от главных путей следования растворов.

Л. Н. Овчинников на основании детального химического исследования халькопиритовых руд Турьинского месторождения наметил такой эмпирический ряд подвижности элементов: S, Cu, Ag, Au, As, Co, Ni, Zn, Bi, Pb, Fe, а Д. С. Коржинский для пироксен-эпидотовой, актинолит-эпидотовой и хлорит-эпидотовой группы этих же месторождений дает следующий ряд: H_2O , CO_2 , S, K_2O , Na_2O , O_2 , MgO, Fe, CaO, SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 . В обоих рядах каждый последующий компонент менее подвижен, чем предыдущий.

Существенное влияние на относительную подвижность компонентов оказывают химический состав среды, концентрация растворов, а также температура и давление.

Анионы обычно несколько подвижнее катионов, подвижность которых уменьшается с уменьшением радиуса и увеличением валентности. В природных растворах наибольшей подвижностью обладают вода и углекислота; гораздо менее под-

вижны другие анионы, в частности кислород. Из катионов наиболее подвижны щелочи (калий подвижнее натрия), далее идут двухвалентные ионы и последнее место занимают обычно кремний, алюминий и титан.

Скорость диффузии в значительной степени зависит от так называемой интенсивности процесса, которая в основном определяется степенью насыщенности пород растворами.

Следовательно, для каждого процесса минералообразования должна быть установлена своя граница между подвижными и инертными компонентами. Наименьшая подвижность компонентов наблюдается при обычном метаморфизме, когда к числу подвижных компонентов относятся лишь вода и углекислота; наибольшая — при околотрещинном метасоматозе, где иногда оказываются подвижными почти все компоненты.

Дифференциальная подвижность компонентов имеет важное значение при образовании минералов и лучше всего изучена и установлена для силикатов. Особое значение для силикатов имеет весьма низкая подвижность глинозема и высокая подвижность щелочей.

Ряды относительной подвижности компонентов и их поведение в данном процессе минералообразования устанавливаются путем анализа минерального состава месторождений и ассоциаций минералов.

РОЛЬ ФИЛЬТРАЦИОННОГО ЭФФЕКТА В МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Выше мы обращали внимание на то, что относительная подвижность компонентов в значительной мере определяется концентрацией вещества в растворе. На концентрацию вещества оказывает существенное влияние так называемый *фильтрационный эффект*, изученный Д. С. Коржинским.

Сущность фильтрационного эффекта заключается в том, что при прохождении растворов через полупроницаемые перегородки* растворенное вещество может отставать от растворителя. Иначе говоря, проницаемость горных пород неодинакова для различных компонентов растворов, просачивающихся через породы. Это отставание тем больше, чем меньше пористость горной породы.

Вследствие различной скорости прохождения растворенного вещества по сравнению с растворителем концентрация раствора, прошедшего через перегородку, несколько понижается.

Величина фильтрационного эффекта φ выражается в процентах задерживаемого фильтром вещества по отношению к

* В геологии считают, что горные породы играют роль полупроницаемых перегородок.

количеству вещества, которое первоначально содержалось в растворе, прошедшем через фильтр:

$$(1 - \varphi) \cdot 100 = a \cdot 100.$$

Коэффициент φ показывает отношение скорости движения частиц растворенного вещества и растворителя:

$$\varphi = \frac{v_{\text{растворенного вещества}}}{v_{\text{растворителя}}}.$$

Как известно, при кристаллизации магмы образуется ограниченное количество остаточного раствора, который в определенный момент иссякает, оставив в горных породах лишь обычную «горную влагу», или микроскопические включения жидкости в минералах и горных породах. Такое «осушение» пород начинается от источника раствора и продвигается вверх. Следовательно, истечение для различных компонентов раствора происходит с различной скоростью.

Как правило, растворитель (обычно вода) поднимается быстрее некоторых компонентов раствора (для которых $\varphi < 1$).

Раствор, поднимаясь и оставляя «осушенные» породы, должен оставлять в них и те компоненты, которые испытывают фильтрационный эффект (то есть растворитель уходит, а растворенные вещества частично остаются).

При постоянном коэффициенте фильтрации (свойства горных пород по течению растворов не меняются) и одинаковой концентрации раствора во всех точках при «осушении» в породах останутся лишь следы компонентов пород в равномерном рассеивании.

Растворенное вещество движется в $\frac{1}{\varphi}$ раз медленнее растворителя. Вследствие этого головная часть потока должна быть совершенно свободна от растворенного вещества; по мере течения эта часть потока должна возрастать, пока весь поток не освободится от данного растворенного вещества, которое останется равномерно рассеянным в породах на пути следования раствора.

Компоненты, обладающие различными коэффициентами φ , должны обладать различными ореолами рассеяния. В пределах ореолов вещества распределяются равномерно или могут давать местные скопления.

Если коэффициент φ пород на пути следования растворов резко меняется, то в местах перехода из более проницаемой среды в менее проницаемую, а также при обратных условиях произойдет концентрация вещества.

Повышение концентрации может сделать раствор насыщенным и вызвать кристаллизацию, в результате которой происходит samozapуживание пустот и, следовательно, изменение коэффициента фильтрации.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Гольдшмидт В. М. Законы ассоциации минералов с точки зрения правила фаз. Сб. «Основные идеи в геохимии», в. I. Госхимтехиздат, 1933.

Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1936.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. Изд. АН СССР, 1962.

Николаев В. А. Об одном из основных уравнений термодинамики. ЗВМО, в. 4, 1954.

Овчинников Л. Н. Дифференциальная подвижность элементов и ее роль в процессах метасоматоза на примере Турьинского месторождения. Зап. Уральск. геол. о-ва, в. 1, 1948.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. ун-та, 1949.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ

В результате процессов минералообразования в земной коре возникают естественные ассоциации минералов, характеризующие горные породы, руды и другие минеральные комплексы. Для отдельных стадий геологического процесса эти ассоциации оказываются специфическими и выделяются под названием *парагенетических*.

С целью более четкого представления об условиях образования естественных ассоциаций минералов мы их группируем в подразделения, которые бы характеризовали важнейшие интервалы геологического процесса, так как формирование различных горных пород, руд и других минеральных комплексов происходит в строго определенных геологических и физико-химических условиях. Выделяя различной подробности группировки естественных ассоциаций, мы тем самым подразделяем геологический процесс минералообразования на его стадии и физико-химические интервалы.

Классификация естественных ассоциаций минералов, таким образом, отображает разнообразие условий минералообразования в природе.

За основу геологической классификации естественных ассоциаций могут быть приняты основные четыре типа процессов минералообразования: эндогенный, экзогенный, метаморфогенный, космогенный.

Все минеральные ассоциации, возникшие при эндогенном образовании, группируются в *эндогенном типе минеральных ассоциаций*.

В результате других процессов минералообразования возникают *экзогенный, метаморфогенный и космогенный типы минеральных ассоциаций*.

Соответственно стадиям или этапам процессов минералообразования (включая образование минералов в горных породах и рудах) представляется возможным выделить следующие подразделения процессов минералообразования по

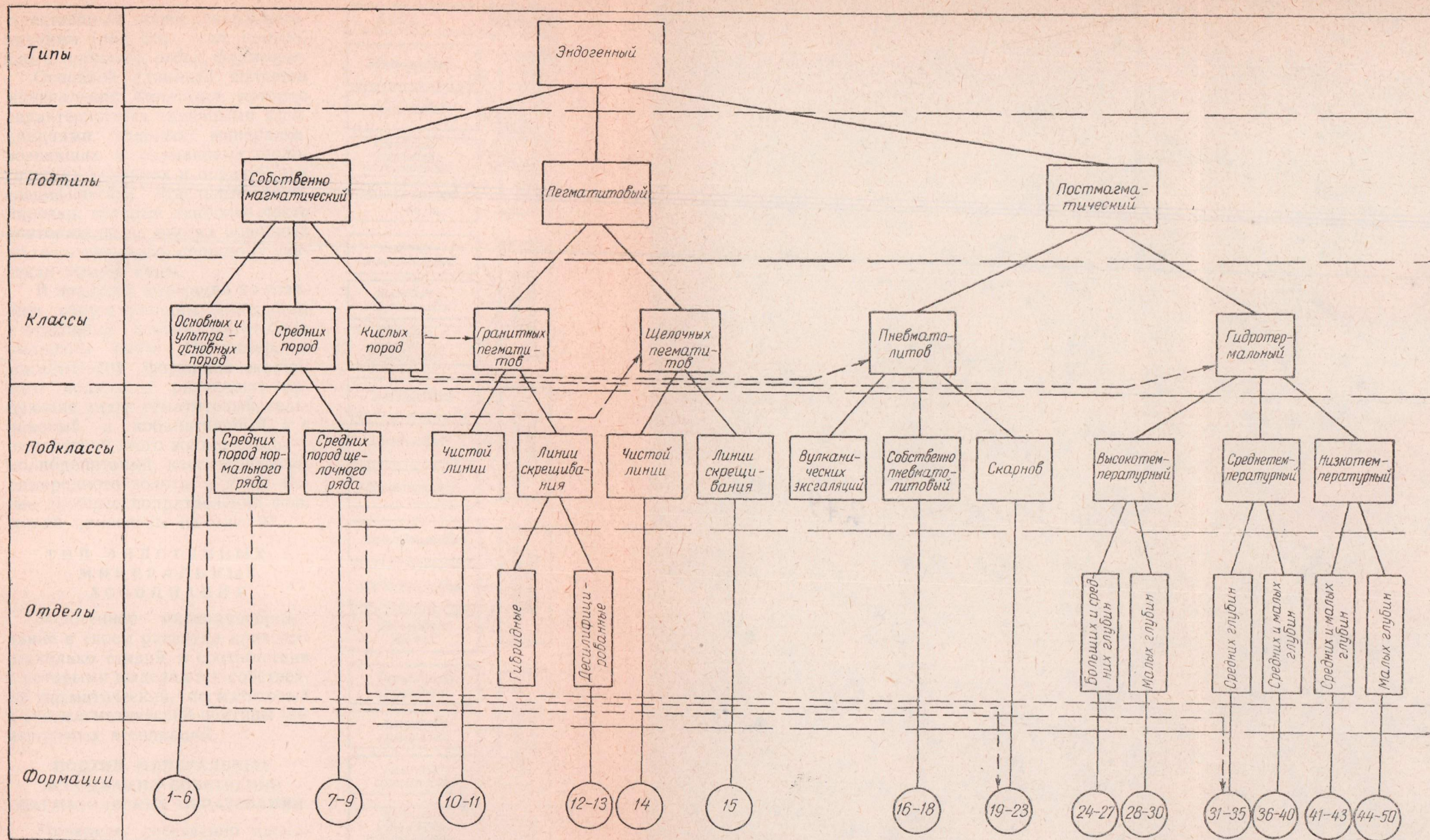


Рис. 96. Схема подразделения процессов минералообразования по естественным условиям.

Формации: 1 — хромшпиннелидов; 2 — титаномагнетита и магнетита; 3 — гематит-ильменитовая, ильменитовая и рутиловая; 4 — пирротин-пентландит-халькопиритовая; 5 — фита; 10 — полевого шпата, мусковита и урано-редкоземельных минералов; 11 — редкометалльных минералов; 12 — изумруда; 13 — корунда; 14 — минералов Zr, Ti, Nb, Tm; 19 — магнетитовая; 20 — шеелитовая; 21 — халькопиритовая; 22 — галенит-сфалеритовая; 23 — франклинит-цинкит-родонитовая; 24 — золото-кварцевая и золото-арсениковая (полиметаллическая); 28 — касситерит-вольфрамит-висмутинитовая; 29 — халькопирит-касситерит-турмалиновая; 30 — магнетит-гематитовая; 31 — золото-сульфидная; 32 — киноварь-реальгар-шеелитовая; 44 — золото-серебряная; 45 — медно-цеолитная; 46 — галенит-сфалеритовая; 47 — урановых минералов; 48 — исландского шпата; 49 — алунитовых минералов; 55 — гипсовой шляпы; 56 — железной шляпы; 57 — сферосидеритовая; 58 — карнотит-роскозитовая; 59 — патронитовая; 60 — баритовая; 61 — фосфоритовых групп; 65 — алмазоносных россыпей; 66 — россыпного монацита; 67 — россыпного циркона; 68 — россыпного танталита и колумбита; 69 — россыпного касситерита, вольфрамитовая; 74 — переотложенных фосфоритов; 75 — галогенная; 76 — содовых минералов; 77 — селитры; 78 — доломитов; 79 — осадочных минералов свинца, цинка и меди; 82 — бокситовая; 83 — боратов; 84 — известняков; 85 — диатомитов и трепелов; 86 — фосфоритов; 87 — самородной серы; 88 — осадочных ванадатов; 89 — россыпных золотоносных конгломератов; 92 — графита; 93 — наждака.

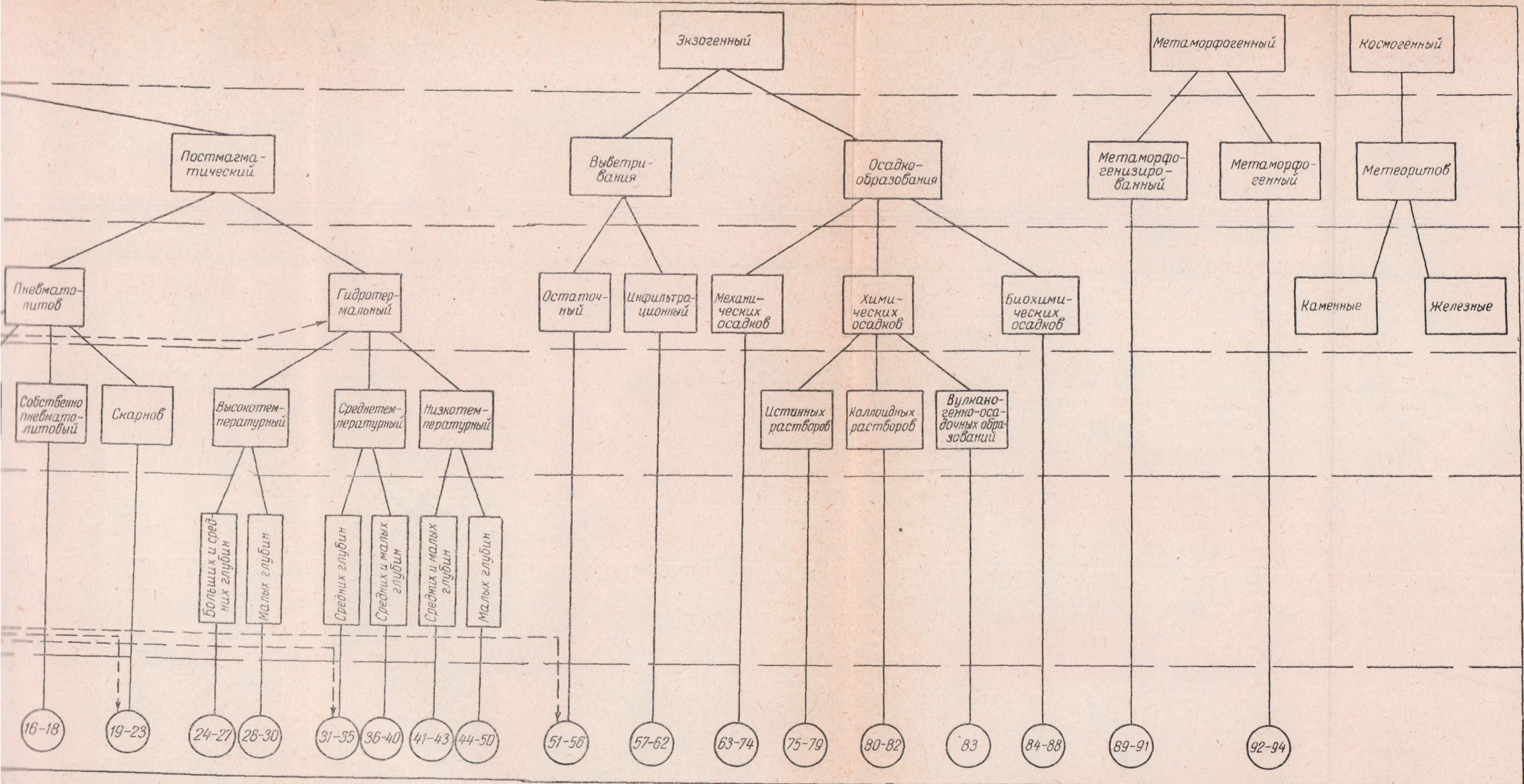


Рис. 96. Схема подразделения процессов минералообразования по естественным ассоциациям минералов.

итовая, ильменитовая и рутиловая; 4 — пирротин-пентландит-халькопиритовая; 5 — борнит-халькопиритовая; 6 — минералов платиновой группы; 7 — нефелина, циркона и апатита; 8 — лопарита; 9 — графитовая; 10 — ильменитовая; 11 — ильменитовая; 12 — изумруда; 13 — корунда; 14 — минералов Zr, Ti, Nb, TR и Th; 15 — циркон-пироксоловая; 16 — графитовая; 17 — флогопит-диопсид-апатитовая; 18 — топаз-берилловая; 19 — франклинит-цинкит-родонитовая; 20 — турмалиновая; 21 — турмалиновая; 22 — турмалиновая; 23 — турмалиновая; 24 — золото-кварцевая и золото-арсенопиритовая; 25 — кварц-касситеритовая; 26 — кварц-вольфрамит-молибденитовая; 27 — галенит-сфалерит-аргентитовая; 28 — галенит-сфалеритовая; 29 — галенит-сфалеритовая; 30 — магнетит-гематитовая; 31 — золото-сульфидная; 32 — сидеритовая; 33 — хризотил-талк-магнезит-асбестовая; 34 — перовскитовая; 35 — флюоритовая; 36 — халькопирит-галенит-сфалеритовая; 37 — флюоритовая; 38 — колчеданная; 39 — урановых минералов; 40 — смальтин-хлоантит-аргентитовая; 41 — борнит-халькопиритовая (тип медистых песчаников); 42 — антимонит-киноварная; 43 — антимонит-галенит-сфалеритовая; 44 — флюоритовая; 45 — исландского шпата; 46 — алунитовая; 47 — борнит-халькопиритовая (тип медистых песчаников); 48 — алунитовая; 49 — алунитовая; 50 — алунитовая; 51 — баритовая; 52 — латеритная; 53 — окислов и гидроокислов марганца; 54 — глинисто-карбонат-роскозитовая; 55 — карбонат-роскозитовая; 56 — вторичного сульфидного обогащения; 57 — россыпного золота; 58 — россыпной платины и минералов ее; 59 — селитры; 60 — доломитов; 61 — осадочных ванадатов; 62 — ильменит-рутиловая; 63 — россыпного золота; 64 — россыпной платины и минералов ее; 65 — селитры; 66 — доломитов; 67 — осадочных ванадатов; 68 — ильменит-рутиловая; 69 — кварцевых песков; 70 — минералов глин; 71 — переотложенных; 72 — фосфоритов; 73 — самородной серы; 74 — осадочных ванадатов; 75 — метаморфогенизированных железных руд; 76 — метаморфогенизированных марганцевых руд; 77 — метаморфогенизированных золотоносных конгломератов; 78 — графита; 79 — наждака; 80 — кианита.

естественным минеральным ассоциациям (рис. 96): *тип, подтип, класс, подкласс, отдел, формация.*

Основной единицей является *минеральная формация*, которая характеризуется типичными ассоциациями главных минералов, возникших в одинаковых геологических условиях и образующих специфические отдельные группировки, которые наиболее часто повторяются во многих подобных по геологическому прошлому участках земной коры.

В пределах формаций по главным сопутствующим минералам в отдельных случаях могут быть выделены *виды*. Например, в магнетитовой формации скарнового подкласса различают следующие виды: гематитовый, гельвиновый и кобальтиновый, а в шеелитовой этого же подкласса — молибденитовый, касситеритовый, самородного золота и т. д. Более дробные подразделения формаций приведены на рис. 97.

ТИП ЭНДОГЕННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИИ

Эндогенное минералообразование в своем развитии проходит несколько стадий, в соответствии с которыми выделяются собственно магматический, пегматитовый и постмагматический подтипы минеральных ассоциаций.

ПОДТИП МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИИ

Минералы собственно магматического подтипа возникают в результате непосредственной кристаллизации магмы, в процессе своей дифференциации разделя-

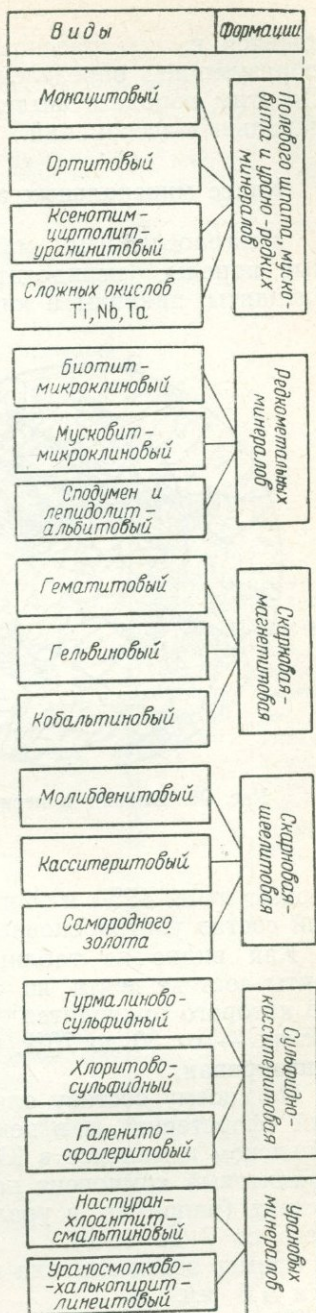


Рис. 97. Виды некоторых минеральных формаций

ющейся на ультраосновную, основную, среднюю и кислую, образующие определенные изверженные горные породы. По этим породам выделяются соответствующие классы минеральных ассоциаций.

Класс минеральных ассоциаций ультраосновных пород

Ультраосновным магмам отвечают ультраосновные горные породы: перидотиты, дуниты, пироксениты, горнблендиты, пикриты и кимберлиты. Они обеднены SiO_2 (со-

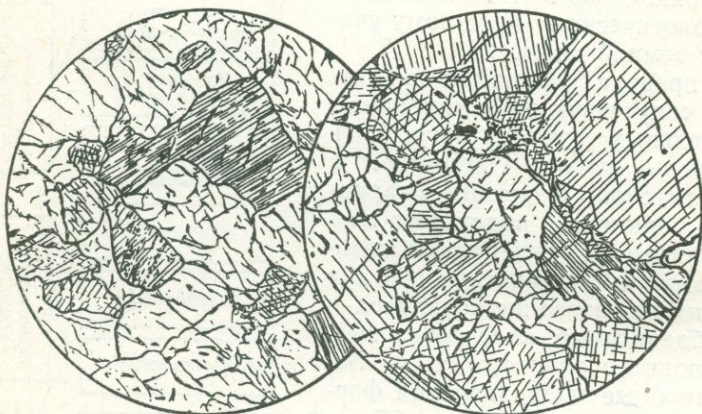


Рис. 98. Оливин в перидотите. Ув. в 14 раз (по А. Н. Заварицкому).

держат менее 45%) и обогащены MgO , FeO и CaO . Минеральный состав ультраосновных пород приведен в таблице 25.

Как видно из таблицы 25, перидотиты, дуниты и пикриты состоят почти из одного оливина (рис. 98), на долю которого приходится от 70 до 100%, а в некоторых разностях — от 30 до 70%. Оливин почти всегда очень серпентинизирован.

По своему составу оливин главным образом магнезиальный (форстерит), а в некоторых районах, например в Бушвельдском комплексе в Южной Африке, — гортонолитовый. Фаялитовый компонент находится в нем в небольших количествах (например, в уральских дунитах $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ составляет всего от 7 до 15%).

Размер зерен оливина в дунитах Урала в среднем равняется 1,5 мм.

За счет оливина, а также пироксена реакционным путем иногда образуется роговая обманка, обычно представлен-

Минеральный состав ультраосновных пород

Минералы Породы	Главные	Второ- степенные	Образующие месторождения	Гидротер- мальные	Экзо- генные
Перидо- титы, ду- ниты и пикриты	Оливин	Пироксены (энстатит, бронзит, ги- перстен, ди- аллаг), рого- вая обман- ка, биотит, герценин, пи- крит, основ- ные плагио- клазы	Хромиты, тита- номагнетит, ма- гнетит, пирро- тин, пентлан- дит, халькопи- рит, борнит, платиновые ми- нералы, асбест, талк, магне- зит, бурые же- лезняки, гарни- ерит, ревдин- скит		
Пироксе- ниты	Пироксе- ны (диоп- сид, диал- лаг, эн- статит, бронзит, гипер- стен)	Оливин, ма- гнетит, иль- менит, хро- мит, герце- нит		Серпен- тин, хри- зотил-ас- бест, талк, хлорит, магнетит, брусит	Кварц, халцедон, нонтро- нит, ке- ролит, гарние- рит, рев- динскит, сепиолит, опал, бу- рые же- лезняки, гипс
Щелоч- ные пи- роксени- ты	Титан-ав- гит, маг- нетит	Перовскит, апатит, не- фелин	Перовскит		
Горн- blendиты	Актино- лит	Пироксены, оливин, апа- тит, анортит	Хромиты, тита- номагнетиты (ванадийсоде- ржащие)		
Кимбер- литы	Оливин, диопсид, флогопит	Пироп, иль- менит, авгит, магнетит, пе- ровскит, апа- тит	Алмаз, пироп		

ная светло-зеленой или светло-коричневой разновидностями. Она возникает уже тогда, когда создаются условия для участия в минералообразовании группы (ОН). В виде многочисленных вростков роговая обманка заполняет кристаллы пироксена, располагаясь в нем часто ориентированно вдоль спайности.

Согласно исследованиям И. А. Островского, роговая обманка образуется при температуре 700—750°C.

Иногда в породах, обогащенных пироксеном, встречается биотит, возникающий за счет взаимодействия пироксена с

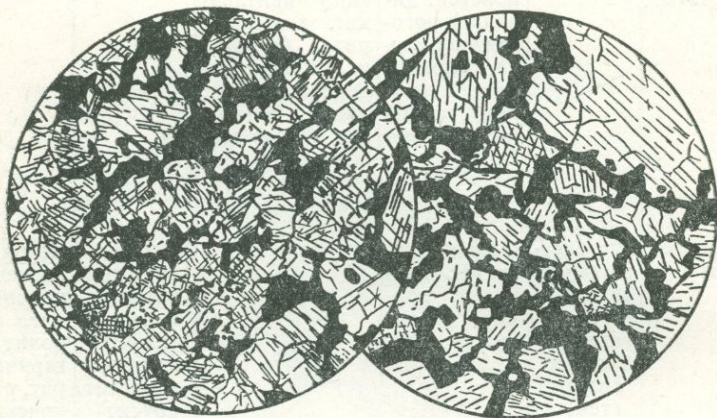


Рис. 99. Сидеронитовая структура. Размещение титаномагнетита (черное) в моноклинном пироксене. Ув. в 14 раз (по Н. К. Высоцкому).

остаточными растворами. Биотит образуется уже после выделения основной массы породообразующих минералов. Одновременно возникают ильменит и магнетит в виде титаномагнетита. В пироксенах, обогащенных магнетитом, этот минерал обычно размещается между зернами пироксена, цементируя их и образуя так называемые сидеронитовые структуры (рис. 99).

В некоторых породах (шпинелевых пироксенитах) встречаются значительные количества (до 30%) зеленой шпинели (герценит). Она выделяется из расплава одной из последних, уже после магнетита, образуя вокруг него «венчики».

В пироксенитах наблюдаются тонкие прорастания пироксена ильменитовыми табличками. Эти прорастания возникают, очевидно, вследствие распада твердых растворов.

Горнблендиты состоят почти из одного амфибола, представленного бесцветным актинолитом, который часто образует волокнистые псевдоморфозы по пироксену (уралит).

В щелочных перидотитах и пироксенитах важную роль играют титан-авгит, а среди второстепенных минералов — нефелин, количество которого иногда достигает 5%.

Кимберлиты состоят в основном из оливина, пироба, диопсида, флогопита, ильменита и алмаза (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

Минеральный состав кимберлитов Якутии

Главные минералы	Второстепенные минералы	Гидротермальные минералы	Экзогенные минералы
Оливин, пироб, алмаз, ильменит, диопсид (хромдиопсид), флогопит	Энстатит, хромит, шпинель, графит, апатит, перовскит	Серпентин, магнетит, хлорит, кальцит, доломит, арагонит, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, целестин, барит, кварц, халцедон	Гидроокислы железа, керолит, азурит, малахит

Главной составной частью кимберлитов является оливин. В якутских и южноафриканских кимберлитах он встречается в двух генерациях. К первой генерации относятся большие выделения оливина (до нескольких миллиметров), которые придают породе порфиновый вид. Оливин второй генерации отличается мелким размером зерен (до 1 мм) и составляет основную массу кимберлита. Оливин первой генерации находится во взаимопроращении с пиробом, ильменитом и хромитом; кроме того, он отмечается в качестве включений в кристаллах алмаза, а также в пиробе и ильмените. Поверхность свободных зерен оливина в той или иной мере корродирована. Форма их в большинстве неправильная. Характерны округлые или удлинено-уплощенные зерна со сглаженными углами. Размер зерен оливина колеблется от 0,1—0,2 до 2,5—7,0 иногда — 10—12 мм. Цвет его светло-зеленый или желтоватый с зеленым оттенком, реже оливковый, зеленовато-буроватый, бутылочно-зеленый. Иногда встречаются почти бесцветные разновидности. По своему составу оливин является в основном форстеритом с содержанием фаялитового компонента (6,1—14,0%). Оливин обеих генераций преимущественно серпентинизирован и замещен карбонатом (рис. 100).

Неизменный оливин наблюдается лишь в виде реликтов среди зерен первой генерации. Серпентинизация оливина, особенно второй генерации, происходит с образованием псевдоморфоз.

Пироп в кимберлитах имеет вид округлых, иногда слегка сплюснутых зерен (рис. 101), поверхность которых часто грубо корродирована. Скульптура, наблюдающаяся на поверхности зерен, возникла под действием остаточного магматического расплава на уже выкристаллизованный пироп. Раз-



Рис. 100. Серпентинизированный оливин в кимберлите Якутии. Ув. в 75 раз.

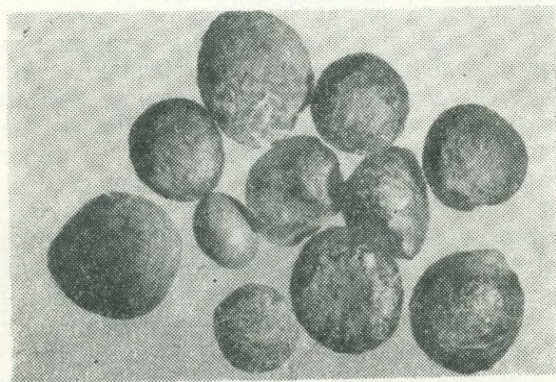


Рис. 101. Зерна пироба из кимберлитов Якутии. Ув. в 4 раза.

мер зерен пироба в кимберлитах колеблется в широких пределах — от 0,2 мм до 2,5—3 см, но в среднем равен 2—3 мм. Большинство зерен пироба окружено реакционной оболочкой, которая называется *кelifитовой* (рис. 102). Толщина ее — от 0,1 до 0,7 мм. Реакционная оболочка состоит из тонкого агрегата гидрослюда, волокнистого амфибола, хлорита и биотита.

Довольно часто в пиробах якутских кимберлитов присутствуют мелкие (0,01—0,1 мм) включения разных минералов, чаще всего хромита и хромдиоксида. Пироп в основном красного цвета, но бывает также лиловым, розовым, оранжевым. Иногда встречаются почти бесцветные зерна. Пиропы некоторых месторождений Якутии, подобно александриту, изменяют свою окраску в зависимости от освещения. Так, при дневном свете они имеют синевато-зеленоватый цвет, а при искусственном — лилово-красный. Наблюдения показали, что эти пиропы находятся в специфической ассоциации с муассанитом (SiC), а также с хромдиоксидом.

Тесная ассоциация пироба с алмазом делает его важным минералом-индикатором при поисках алмазов.



Рис. 102. Реакционная оболочка на зернах пироба.
Ув. в 4,5 раза.

Диопсид развит в кимберлитах в виде единичных зерен и незначительных скоплений. Зерна его (размером от 0,5 до 5 мм) имеют угловатую форму, которая часто приближается к изометрической. Цвет диопсида изменяется от светло-зеленовато-желтого до грязно-бутылочно-зеленого. В разновидностях, обогащенных хромом (хромдиоксид), он чистый светло-зеленый до изумрудно-зеленого.

Флогопит встречается в виде рассеянных пластинчатых зерен и тонких чешуек. Иногда его зерна имеют боченковидную форму с округло-овальными очертаниями. Краевые части зерен обычно сильно корродированы. Наблюдается ориентированное (флюидальное) размещение чешуек флогопита, когда флогопитовые агрегаты обтекают псевдоморфозы серпентина по оливину. Размер зерен флогопита — от 0,5 мм до 2 см, цвет желтовато-коричневый, золотисто-светло-коричневый.

Характерно, что наряду с флогопитом, который имеет обычную схему абсорбции (по оси Ng — буровато-оранжевая окраска, а по Np — соломенно-желтая), как в южноафриканских, так и в якутских кимберлитах встречаются разно-

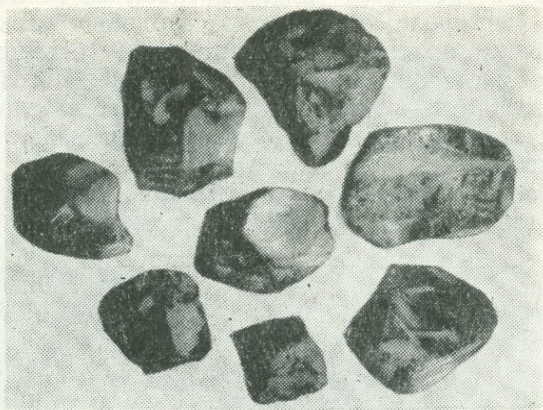


Рис. 103. Ильменит из якутских кимберлитов.
Ув. в 16 раз.

видности с обратной схемой абсорбции (по Ng флогопит бесцветный, по Np — светло-красноватый с оранжевым оттенком). Причина этого явления еще полностью не выяснена, однако считают, что изменение схемы плеохроизма зависит от содержания марганца.

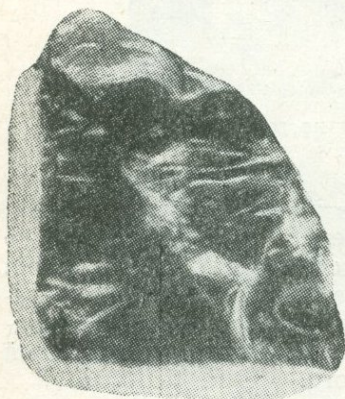


Рис. 104. Лейкоксеновая оболочка на ильмените из якутских кимберлитов. Ув. в 15 раз.

Ильменит встречается в кимберлите в виде отдельных порфировых выделений в основной массе, а также зерен и обломков. Размер зерен колеблется от десятых долей миллиметра до 3—5 мм. В отдельных случаях, например в трубке «Дальняя» в Якутии, встречаются желваки, имеющие в поперечнике до 3—5 см. Зерна ильменита неправильно-округлые или изометрически-округлые, иногда уплощен-

но-вытянутые (рис. 103). Поверхность их обычно покрыта тонкой серой пленкой лейкоксена, толщина которой достигает 1—1,5 мм (рис. 104), а иногда они обрастают мелкими (меньше 0,1 мм) кристалликами перовскита. Цвет ильменита в свежем изломе смолисто-черный. Особенность ильменита из

кимберлитов составляет высокое содержание окиси магния, то есть этот ильменит является пикроильменитом.

Среди второстепенных минералов кимберлитов можно назвать энстатит, хромит, графит, апатит и перовскит. Для якутских кимберлитов наиболее изучен хромит.

Хромит наблюдается в виде рассеянных зерен размером от 0,2 до 2 мм. В большинстве случаев он частично или полностью оплавлен и имеет изометрически-округлую или эллипсоидальную форму (рис. 105). Иногда хромит образует хорошо выраженные кристаллы октаэдрического габитуса. Отдельные кристаллы хромита рассеяны в породе и лишь иногда образуют местные скопления. Цвет хромита смолисто-черный, а в тонких обломках буровато-красный.

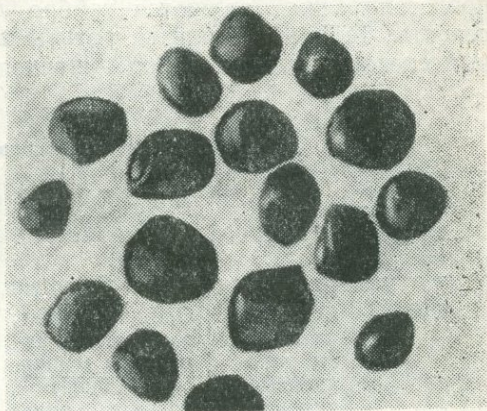


Рис. 105. Зерна хромита из якутских кимберлитов. Ув. в 4,5 раза.

В отдельных кристаллах хромита якутских кимберлитов были встречены мелкие (0,02—0,03 мм) округлые зерна полностью серпентинизированного оливина; хромит в виде включений наблюдается в некоторых псевдоморфозах серпентина по оливину, а также в пиропе, что служит доказательством почти одновременного образования хромита с оливином и пиропом.

С ультраосновными породами пространственно и генетически (см. табл. 25) связаны минеральные формации хромшпинелидов, магнетита и титаномагнетита, пирротина—пентландита—халькопирита, минералов платиновой группы, алмаза и пироба, а также перовскита.

Кроме того, к ультраосновным породам пространственно приурочены гидротермальные минеральные формации асбеста, талька и магнетита, экзогенные минеральные формации бурых железняков и формации силикатов никеля (ревдинскита и гарниерита). Эти формации возникли значительно позже в результате изменения ультраосновных пород.

Большинство отмеченных минеральных формаций связано также с породами основной магмы, поэтому мы рассмотрим их после описания основных пород.

Класс минеральных ассоциаций основных пород

Основным магмам отвечают основные породы, то есть породы, ненасыщенные кремниевой кислотой, которые содержат не больше 50—55% кремнезема. Главными их представителями являются габбро, базальты, диабазы, эссекситы, тералиты, иолиты, уртиты и анортозиты. Минеральный состав основных пород приведен в таблице 27.

Таблица 27

Минеральный состав основных пород

Минералы Породы	Главные	Второстепенные	Образующие месторождения	Вторичные
Габбро	Основные плагиоклазы, моноклинные пироксены (диаллаг)	Оливин, авгит, ромбические пироксены (гиперстен, бронзит), роговая обманка, биотит, апатит, сфен	Титаномагнетит, магнетит, ильменит, тальк, серпентин, пирротин, пентландит, халькопирит, борнит, платиновые минералы	Эпидот, цоизит, альбит, серицит, уралит, хлорит
Базальты, диабазы, долериты	Плагиоклаз, моноклинные пироксены (авгит)	Оливин, ромбические пироксены (гиперстен, бронзит, энстатит), роговая обманка, биотит, магнетит, титаномагнетит, апатит, квац	Самородная медь, самородное железо, гидраргиллит	
Анортозиты	Основные плагиоклазы	Кварц, калиевый полевой шпат, ильменит, моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, оливин, биотит	Ильменит	

Из таблицы 27 видно, что в породах типа габбро преобладают основные плагиоклазы и моноклинные пироксены, на долю которых приходится около 91% породы (плагиоклазы — 51—55%, пироксены — около 36%).

Из плагиоклазов наиболее распространены лабрадор, битовнит и анортит, имеющие форму толстотаблитчатых или изометрических зерен размером до 2 мм, часто двойнико-

ванных по альбитовому и периклиновому законам. Цвет плагиоклазов белый, серый, иногда коричневый и фиолетовый (что обусловлено тонкими включениями титано-железистой слюды), а иногда также зеленоватый (в связи с присутствием новообразований хлорита или актинолита).

Моноклинные пироксены представлены главным образом диаллагом, который образует аллотриоморфные и, реже, идиоморфные зерна размером до 2—3 мм. Цвет диаллага коричневый, серо-коричневый или зеленый. На плоскостях отдельности, которая проходит по (100), в коричневых диаллагах наблюдается металлический отлив, обусловленный ориентированными включениями, природа которых до сих пор пока не установлена.

В габбровых породах в постмагматическую стадию широко развивается так называемая уралитизация пироксенов и соссюритизация плагиоклазов. При этом моноклинный пироксен замещается волокнистой роговой обманкой (уралитом), а плагиоклаз — соссюритом, который представляет собой тонкую смесь цоизита и эпидота с альбитом, мусковитом, кварцем и другими минералами.

Базальты состоят из плагиоклазов и железисто-магнезиальных силикатов (главным образом авгита), которые наблюдаются почти в одинаковых количествах. Эти минералы часто сопровождаются магнетитом или ильменитом и оливином.

Плагиоклазы обычно представлены лабрадором или битовнитом и встречаются как в фенокристаллах*, так и в основной массе. В виде фенокристаллов они часто более основные.

Фенокристаллы плагиоклазов имеют таблитчатую форму размером до 2 мм. В основной массе плагиоклазы образуют лейсты или призмочки, сдвойникованные главным образом по альбитовому закону.

Как в лейстах, так и в фенокристаллах плагиоклаза наблюдается зональность. В пределах одного и того же шлифа

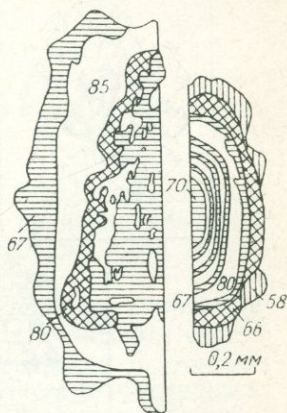


Рис. 106. Зональность плагиоклазов в основных породах Инсизва в Африке (по Д. Л. Шольцу).

* Фенокристаллы (порфировые включения) — большие кристаллы или кристаллические зерна в мелкозернистой основной массе.

можно встретить непрерывную, ритмичную и обратную зональность (рис. 106), хотя в основном состав плагиоклаза колеблется в границах от битовнита (№ 75) в ядре до основного олигоклаза (№ 26) во внешней зоне. Плагиоклазы обычно прозрачны и тускнеют лишь при изменении.

Авгит встречается также как в виде фенокристаллов размером до 5 мм, так и в основной массе (идiomорфные и угло-

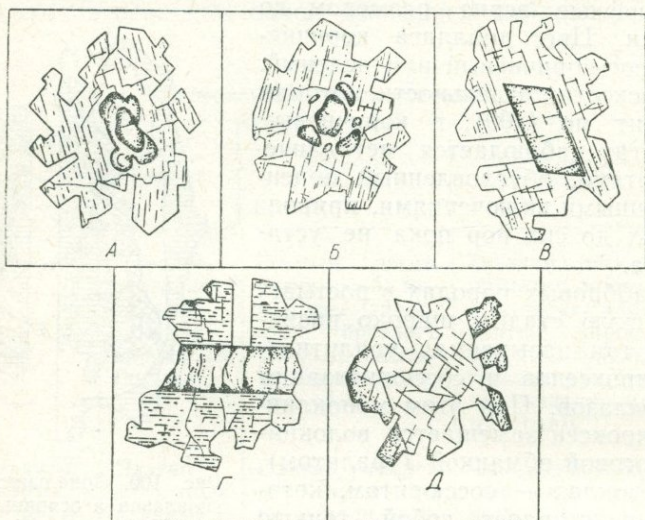


Рис. 107. Соотношения между пиджонитом, бронзитом и авгитом в долеритах Карру в Африке (по Ф. Уокеру и А. Польдерверту).

А — ядро оливина, окруженное последовательными оболочками из пиджонита, бронзита и авгита; Б — частично растворенное ядро пиджонита, окруженное бронзитом; В — столбчатое ядро пиджонита, окруженное гиперстеном; Г — столбчатое ядро пиджонита, окруженное авгитом; Д — ядро авгита, окруженное ферропиджонитом.

ватые зерна). Фенокристаллы авгита обычно идиоморфные и имеют форму укороченных восьмигранных столбиков. Цвет авгита буроватый или зеленоватый, иногда с фиолетовым оттенком.

В базальтах преобладают базальтические авгиты, хотя встречаются также пироксены, близкие к диопсиду, и пироксены промежуточного состава, в которых наблюдается зональность. Зоны отличаются как окраской, так и углом угасания.

Наряду с авгитом, особенно в основной массе долеритов, встречаются пиджонит (моноклинный пироксен с малым углом оптических осей и более бедный кальцием) и бронзит, образующие между собой довольно интересные реакционные соотношения (рис. 107).

Изучение долеритов Тасмании показало, что пироксены, образовавшиеся позднее, обогащены FeO и обеднены MgO.

Анортозиты состоят почти исключительно из плагиоклаза (лабрадора или битовнита) лилово-серого, коричневого и почти черного цвета, обусловленного пылевидно распределенными включениями.

Плагиоклаз образует пластинчатые скопления, структура которых изменяется в широких пределах — от мелкозернистой до гигантозернистой.

Минеральные формации ультраосновных и основных пород

Формация хромшпинелидов специфически связана с массивами дунитов, размещенными среди перидотитов (Гологорское месторождение на Урале, Шорджинское месторождение в Армении).

Хромшпинелиды встречаются, нередко образуя сплошные скопления, и среди перидотитов, в которых дунитовые участки отсутствуют (Сарановское и Верблюжегорское месторождения на Урале). Размер отдельных зерен хромшпинелидов в некоторых месторождениях, например в Шорджинском, достигает 2—3 см. В основном зерна имеют округлые, хотя и идиоморфные ограничения.

Обычно в дунитах наблюдаются включения хромшпинелидов в оливине. Иногда же зерна хромшпинелидов содержат пойкилитовые включения свежих правильных или округлых кристалликов оливина.

При метаморфизме хромшпинелидов вокруг их зерен появляются реакционные каемки, а в конечной стадии замещения все зерно уже состоит из вещества каймы. Такие зерна имеют сильные магнитные свойства, которые отсутствуют у свежих хромшпинелидов. Вместе с этим увеличивается плотность. С химической стороны этот процесс связан с окислением закисного железа в окисное. При метаморфизме хромшпинелиды становятся аморфными. Наряду с хромшпинелидами образуются серпентин и хлорит.

Хромшпинелиды встречаются вместе с оливином, серпентином, хромгранатом, хромдиопсидом, хромхлоритами, кальцитом, сульфидами, самородной медью и самородной платиной.

Из отмеченных минералов хромшпинелиды, оливин, пироксены, а частично и платина выделились в собственно магматическую стадию. Хромгранаты, часть хромхлоритов, сульфиды связаны с пневматолитово-гидротермальной стадией; серпентин, часть хлоритов, самородная медь, магнетит, часть

карбонатов и брусит образовались при серпентинизации перидотитового массива в постмагматический период.

Хромшпинелидовые руды часто имеют нодулярный характер (размер нодулей — от 5 до 15 мм). Отдельные шарики, как показало микроскопическое исследование, представляют собой агрегаты различно ориентированных зерен, причем крайние зерна не имеют следов окатанности.

По А. Г. Бетехтину, нодулярные образования представляют собой результат ликвации остаточного, обогащенного рудными компонентами расплава, в котором хромсодержащие соединения выделялись в виде редких капель и под влиянием растворенных в них летучих компонентов раскристаллизовывались позднее вмещающей силикатной части.

Процесс минералообразования в основном был связан с последними стадиями застывания участков дунитовой магмы в границах собственно магматической фазы формирования массива.

Среди собственно магматических образований хромшпинелидов преобладают гистеромагматические месторождения и реже встречаются сегрегационные. *Гистеромагматические месторождения* возникают из обогащенных рудным веществом остаточных расплавов позднее выделения основной части магмы. *Сегрегационные месторождения* образуются вследствие раннего выделения из магмы кристаллов хромшпинелида, которые образуют вкрапленности и шпирсы среди ультраосновных пород, а иногда пластообразные тела.

Гистеромагматические месторождения сложены линзо- и жиллообразными телами, залегающими среди дунитов и перидотитов.

В формировании гистеромагматических месторождений важную роль играли летучие компоненты, главным образом Н, С, S и Р.

Сфероидальные выделения хромшпинелидового вещества (нодули) встречаются нечасто и образованы в раннюю магматическую стадию.

В отдельных месторождениях, например в Северной Калифорнии, известны своеобразные «кольцевые» хромшпинелидовые руды. В середине отдельных «колец» размещаются неправильной формы ядра, состоящие из агрегата хромшпинелидовых зерен и окруженные частично серпентинизированным оливином.

В других случаях в сплошной массе хромшпинелидов наблюдаются эллипсоидальные тела дунита, которые, в свою очередь, содержат тонкие концентрические цепочки единичных зерен хромшпинелидов.

Известно также концентрически-зональное чередование оливина и хромшпинелидов.

Размер кристаллических зерен хромшпинелидов полностью зависит от времени распада хромсодержащих соединений. Более ранние рудные образования (шлирообразные гнезда, а также вкрапленные руды), как правило, имеют мелкие размеры зерен (обычно 0,5—1,0 мм). Сплошные руды жило- и линзообразных тел, особенно обогащенные включениями хромовых хлоритов, более крупнозернистые (размер отдельных зерен 3—5 мм, иногда до 20—30 мм). Хромшпинелиды в них обычно ксеноморфные по отношению к зернам оливина, и форма зерен хромшпинелидов в этих случаях имеет субгедральный характер.

Полный ксеноморфизм первичных хромшпинелидовых зерен относительно силикатов с образованием сидеронитовых структур отмечается довольно редко — лишь в рудах, хромшпинелиды которых были обогащены железом и титаном.

Изучение пойкилитовых включений мелких кристалликов оливина в отдельных зернах хромшпинелидов показывает, что захват включений обусловлен большой линейной скоростью роста кристаллов хромшпинелидов.

В отдельных месторождениях наблюдается разъедание хромшпинелидовых зерен силикатными минералами.

По своему химическому составу хромшпинелиды этой формации относятся к магнохромиту и хромпикотиту.

Уваровит, хромдиопсид, хромовые хлориты, сульфиды, частично серпентин и другие минералы образуются в пневматолитово-гидротермальную фазу. Они выделяются в трещинах рудных тел в виде прожилок или образуют друзы, а также заполняют миаролитовые пустоты в рудах и вмещающих породах. Иногда серпентин окружает светлыми ореолами нодулы хромшпинелидов (рис. 108).

Формация титаномагнетита и магнетита пространственно и генетически связана с анортозитами, пироксенитами, горнблендитами и габбро. Минеральные тела по форме в основном жилообразные, линзовидные, а также шлировые разных размеров. В большинстве они сложены собственно титаномагнетитом, то есть магнетитом, в котором часть железа изоморфно замещена титаном, однако нередко наблюдается тесное взаимное прораствание магнетита и ильменита, причем последний возникает вследствие распада твердого раствора титаномагнетита (так называемые ильменитомагнетитовые руды).

При высокой температуре существует непрерывный изоморфный ряд ильменит—магнетит. В зависимости от скорости снижения температуры происходит или сохранение отмеченных изоморфных соединений, или распад твердых растворов с образованием пертитовых структур. При быстрой кристаллизации изоморфная смесь закаляется без образования струк-

тур распада твердого раствора либо с частичным их образованием. При постепенной кристаллизации возникают самостоятельные минералы указанного ряда (ильменит и магнетит) с незначительным количеством изоморфных смесей.

Согласно экспериментальным исследованиям П. Рамдора, магнетит и ильменит образуют твердый раствор при температуре 800°C. Распад этого твердого раствора соответствует температуре 600—700°C.

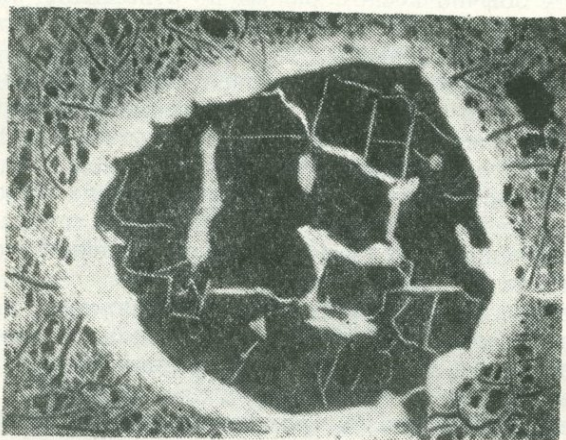


Рис. 108. Светлый ореол серпентина вокруг нодулярного выделения хромшпинелидов. Ув. в 12,5 раза (по С. А. Кашину).

Руды в основном состоят из магнетита (титаномагнетита), ильменита, оливина, пироксена и плагиоклаза, хлорита, гематита, пиропа, халькопирита, а в некоторых месторождениях, например в Волковском на Среднем Урале, — также борнита, халькозина и апатита.

Титаномагнетит обычно является более поздним по отношению к силикатам и выделяется между зернами оливина и пироксена или, корродируя, цементирует их с образованием сидеронитовых и графических (рис. 109) структур.

Количество титаномагнетита в разных месторождениях зависит от характера его распределения. Так, во вкрапленных рудах на долю магнетита и ильменита приходится около 45%, а в сплошных — 90%.

Наиболее распространены две разновидности титаномагнетитов: обогащенные титаном (с содержанием TiO_2 около 10—17%) и бедные титаном (с содержанием TiO_2 около 5—8%). Первая разновидность приурочена к габбро-диабазам, а вторая тяготеет к пироксенитам, горнблендитам, перидотитам, а иногда — к оливинитам. С габбро связаны в основном

ильменито-магнетитовые руды. Титаномагнетитовое оруденение проявляется в виде вкрапленности титаномагнетита во всех разновидностях габбро, которые часто концентрируются в виде шлиров разных размеров, а также жильных и линзовидных выделений.

Выделения ильменита в магнетите бывают различными. Чаще всего встречаются решетчатые структуры, являющиеся результатом распада твердого раствора магнетита и ильменита. При этом ильменит выделяется в магнетите в виде плас-

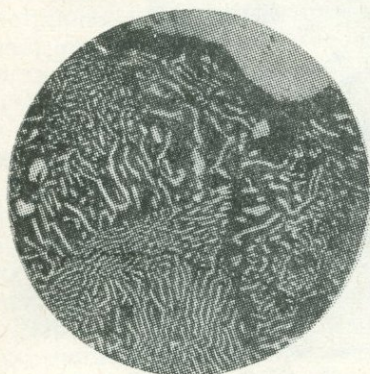


Рис. 109. Графическое срастание титаномагнетита (светлое) с оливином и пироксеном. Ув. в 100 раз (фото Г. И. Ковардина).

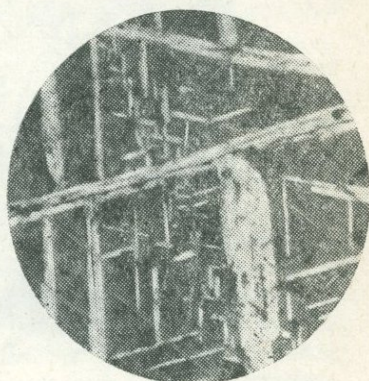


Рис. 110. Решетчатая структура распада ильменита (белое) в магнетите (серое). Ув. в 90 раз (фото Г. И. Ковардина).

тинок, размещенных по кристаллографическим направлениям магнетита (рис. 110), и образует с ним графические прорастания, которые также часто отмечаются у магнетита с разными силикатами.

Вообще, при магматических процессах содержание титановых минералов возрастает с увеличением основности пород к габбро и диабазам и уменьшается в собственно ультраосновных породах. Резко обогащаются минералами титана щелочные породы.

При автометаморфизме и гидротермальных процессах титаномагнетит претерпевает значительные изменения. Эти изменения наблюдаются как по трещинам и вдоль пластинок ильменита, так и на периферии его зерен. Титаномагнетит может замещаться силикатными и вторичными рудными минералами. Местами по магнетиту развивается гематит (явление *мартитизации*), а по ильмениту — гематит и лейкоксен. Из нерудных минералов по титаномагнетиту чаще всего образуются хлорит и сфен, значительно реже его зерна замещаются эпидотом, цоизитом или амфиболом.

Как пример рассмотрим Первоуральское месторождение титаномагнетитовых руд с низким содержанием TiO_2 (до нескольких процентов) и незначительным количеством ильменита, развитого в виде тонких пластинок в магнетите. Титаномагнетит, как правило, занимает здесь межзерновые промежутки в роговых обманках, а иногда заполняет трещины в зернах роговой обманки. Размер зерен колеблется от долей микрона до 5—6 м.



Рис. 111. Замещение титаномагнетита (серое) халькопиритом (белое). Ув. в 130 раз (по С. А. Кашину).

Порядок выделения ильменита и магнетита в сплошных рудах зависит от их количественных соотношений. Если ильменита в руде менее 20%, первым выделяется магнетит, если же количество ильменита превышает 35%, первым образуется ильменит. При содержании ильменита от 20 до 35% и магнетита от 60 до 80% оба минерала кристаллизуются одновременно.

В некоторых месторождениях, например в Волковском на Урале, обычным спутником титаномагнетита является апатит, повышенное содержание которого находится в прямой связи со скоплениями титаномагнетита в породе.

Идиоморфизм кристаллов апатита дает основание говорить о том, что основная масса этого минерала кристаллизовалась одновременно с титаномагнетитом или немного раньше него.

Оливин, пироксен и плагиоклаз непосредственно в рудах являются сверхвторостепенными минералами и значительно изменены во вторичные минералы, главным образом хлорит.

Сульфиды, как правило, наблюдаются в сравнительно незначительных количествах, за исключением некоторых месторождений, в частности Волковского на Урале, где борнит

образует зернистые сростания с титаномагнетитом, а халькопирит замещает магнетит по краям зерен и трещинок (рис. 111) или встречается в виде идиоморфных зерен.

Что касается пирита, то он обычно выделяется по периферии зерен титаномагнетита и образует в нем тонкие прожилки.

Халькозин непосредственно в титаномагнетите встречается редко.

Особенностью химического состава титаномагнетитовых руд является ванадиеносность. Для большинства уральских месторождений между содержанием титана и ванадия в титаномагнетитах существует прямо пропорциональная зависимость, а между содержанием титана и ванадия и основностью пород, в которых скоплены титаномагнетитовые выделения, — обратная зависимость: с увеличением основности породы уменьшается содержание титана и ванадия.

Долгое время не существовало единого объяснения генезиса титаномагнетитовых месторождений. Считалось, что титаномагнетит выкристаллизовывался из магмы на более ранних стадиях ее застывания, а позднее переплавился и в виде расплава внедрился в верхние затвердевшие части массива. В 1926 г. А. Н. Заварицкий высказал мысль о том, что месторождения титаномагнетита возникают из остаточной магмы, и дал им название *фузивных*. Согласно этой теории, титаномагнетит является результатом кристаллизации последних остатков магмы, благодаря чему он словно цементирует нерудные минералы, образуя сидеронитовые структуры. Такой взгляд на образование титаномагнетита сейчас наиболее признан.

Иногда рудный расплав может отделиться от силикатных составных частей в значительных массах, интродировать в твердые породы и образовывать жилы (например, в Кусинском месторождении на Урале).

Гематит-ильменитовая, ильменитовая и рутиловая формация пространственно и генетически связана с анортозитами. Наибольшие месторождения гематит-ильменитовых руд находятся в районе оз. Аллард в канадской провинции Квебек (самое крупное из них — Лак-Тю). Эти руды состоят из ильменита (до 75%), гематита (до 20%) и незначительного количества (до 5%) других минералов, среди которых, кроме полевых шпатов, отмечаются пирит, халькопирит и пирротин.

Связанные с анортозитами месторождения ильменита и рутила известны в округах Нельсон и Амхерст штата Виргиния (США). Руды здесь состоят в основном из рутила и апатита или из ильменита и апатита и называются нельсонитами. Из нерудных минералов развиты амфиболы, слюды, клиноцоизит и кварц, которые замещают полевой шпат.

Типичный ильменит-нелсонит состоит из ильменита (64%), апатита (27%), биотита (5%), актинолита (4%). Рутил-нелсонит в наиболее богатых участках состоит в основном из рутила (75—80%), диаметр зерен которого иногда достигает 1,5 см. Зерна рутила обычно округлены или имеют неправильные ограничения. Иногда наблюдаются грани кристаллов. Минералы имеют черную и коричневую окраску.

Гематит-ильменитовые, ильменитовые и рутиловые месторождения, как и месторождения титаномагнетитовых руд, образовались из остаточных магматических растворов.

Пирротин - пентландит - халькопиритовая формация (сульфидные медно-никелевые руды) приурочена к так называемым первично расслоенным интрузивным породам ультраосновного (оливинит, перидотиты, пироксениты) и основного (нориты, габбро, габбро-диабазы) состава, в которых они образуют жилы, гнезда и разнообразную вкрапленность.

Особенности этих месторождений определяются наличием пирротина, пентландита, халькопирита и кубанита, а из нерудных минералов — хлорита, талька, карбонатов (брейнрит, сидерит, доломит, анкерит, магнезит) и антофиллита (табл. 28). Довольно редкими, но вместе с тем характерными минералами являются куперит, стибипалладинит, сперрилит, а также другие минералы платины. Все указанные минералы наблюдаются в сульфидных рудах, как правило, в очень мелких зернах, которые трудно распознать даже под микроскопом.

Таблица 28

Минеральный состав пирротин-пентландит-халькопиритовой формации

Рудные минералы		Минералы горных пород, содержащих оруденение	Минералы-спутники оруденения	Гидротермальные минералы	Экзогенные минералы
главные	второстепенные				
Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит	Борнит, платиновые минералы, галенит, сфалерит, ильменит, магнетит, валерит, сульванит	Оливин, пироксены, плагиоклазы, гранат, апатит, хромит, серпентин, биотит, ильваит	Хлорит, актинолит, сидерит, доломит, тальк, гидробитотит, магнезит	Пирит, бравоит, виоларит, миллерит, борнит, кварц, рутил, кальцит, тремолит, антофиллит, хризотил, скаполит, тальк, серицит, пренит, брусит, цеолиты	Медь, серебро, куприт, мельниковит, халькозин, ковеллин, лимонит, малахит, азурит, эпсомит, мелантерит, моренозит, пизанит, халцедон, опал, ярозит, фиброферрит, нонтронит

Для некоторых месторождений, в частности Бушвельдского комплекса Южной Африки, установлено, что часть Pt и Pd, как и золото, не образует самостоятельных минералов, а находится в сульфидах в виде твердых растворов.

Твердые растворы распространены среди сульфидов и в других месторождениях, например в Норильском, где наряду с ними (титаномагнетит, никель-пирротин, первичный халькопирит, борнит и кубанит) широко представлены продукты распада: магнетит-ильменит, пирротин-пентландит, халькопи-



Рис. 112. Двойниковое строение зерна пирротина.
Ув. в 87,5 раза (по А. Д. Генкину).

рит-кубанит, халькопирит-валериит, халькопирит-пирротин, борнит-халькопирит, кубанит-пирротин.

Пирротин — главный минерал формации. На его долю в некоторых месторождениях приходится от 28 до 80% всех сульфидов. Пирротин составляет основную массу сульфидных вкрапленников, встречается в прожилках, а также находится в тонком сростании со вторичными минералами. Размер его зерен в больших вкрапленниках достигает 10 см (Норильск), при сростании с вторичными силикатами — 0,01 мм, при «эмульсионных» выделениях — 0,002—0,01 мм.

В отдельных зернах пирротина Норильского месторождения наблюдаются признаки двойникового строения, когда двойниковые индивиды имеют в сечении пластинчато-линзовидную форму и выклиниваются на концах (рис. 112), а также сложное тройниковое строение. Возможно, что двойникование здесь происходит по плоскости $(10\bar{1}1)$. Среди пирротинных зерен эти двойниковые индивиды распределены неравномерно и появляются то отдельно, то группами, размещаясь параллельно один другому.

Двойниковые пластинки в разрезах, перпендикулярных отдельности пирротина по (0001) , размещаются главным об-

разом под углом к ней в 45° . Это хорошо видно в полированных шлифах благодаря выделениям пентландита, параллельным плоскости (0001). Иногда наблюдаются закономерные сростания пирротина с пентландитом и магнетитом.

В Норильском месторождении пирротин представлен двумя типами. Пирротин первого типа является главным минералом руд, всегда сопровождается пентландитом и имеет магнитные свойства. Пирротин второго типа образует шнуровидные выделения и пластинчатые прорастания в халькопирите. Он мелкозернистый, немагнитный и не содержит вростков пентландита.

В Бушвельдском изверженном комплексе пирротин образует большие зернистые массы с четко выраженной спайностью по (0001), по которой наблюдаются выделения вторичных силикатов и карбонатов, а также пентландита.

Особенностью химического состава пирротина этой формации является его специфическая никеленосность, обусловленная присутствием очень тонких закономерных сростаний пирротина с пентландитом, который образует в пирротине структуры распада твердого раствора.

Установлено, что состав пирротинов из этой формации в большинстве колеблется от $Fe_{13}S_{14}$ до Fe_5S_6 , то есть пирротин содержит от 51,96 до 54,35 ат. % S; лишь в единичных пирротинах содержание серы составляет около 50,8 ат. %. Пирротин с большим количеством серы является ферромагнитным, а с малым — парамагнитным.

Для всего ряда пирротинов, начиная от парамагнитного пирротина с низким (около 51 ат. % S) содержанием серы до ферромагнитного пирротина, который содержит значительный избыток серы (54,35 ат. %), размеры элементарной ячейки равномерно изменяются.

Пентландит является важным минералом формации. На его долю в отдельных месторождениях приходится в среднем от 5 до 45% всех сульфидов. Для этого минерала характерны большие порфиридные зерна размером 1,5 см в поперечнике, идиоморфные по отношению к пирротину, которые равномерно рассеяны в пирротиновой массе или образуют каемки в зальбандах жил и вокруг ксенолитов вмещающих пород (рис. 113).

Кроме того, пентландит выделяется в виде петель, жил и цепочек мелких зерен в промежутках между более крупными зернами пирротина и в виде закономерно ориентированных включений в пирротине (рис. 114) с образованием графических сростаний. Графические вростки пентландита в пирротине возникают при одновременном росте обоих минералов вследствие двухмерной аналогии кристаллических решеток пентландита и пирротина, хотя такие сроста-

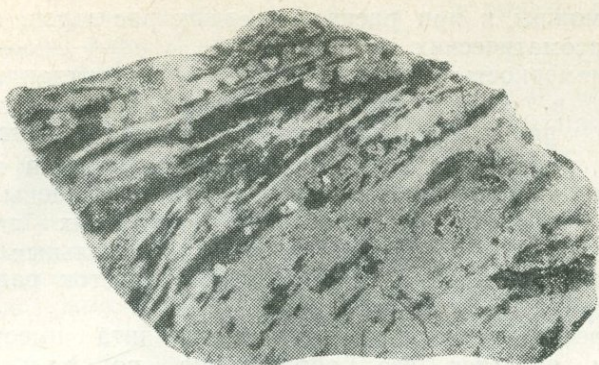
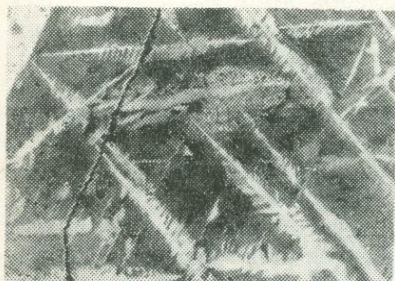
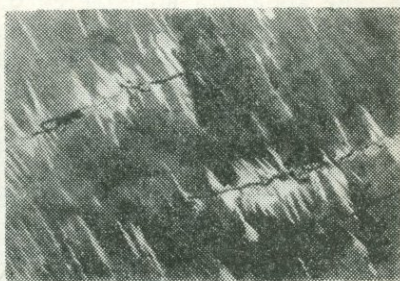


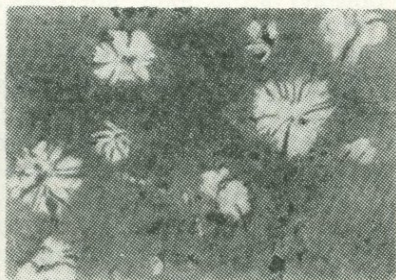
Рис. 113. Призальбандные оторочки пентландита в халькопирит-пирротин-пентландитовой жиле. Нат. величина (фото Э. Н. Елисева).



a



б



в

Рис. 114. Выделения пентландита в пирротине (по А. Д. Генкину).
a — решеткообразные (ув. в 130 раз); *б* — пламенеобразные; *в* — дендритовидные (ув. в 140 раз).

ния возможны и при распаде твердых растворов, а также при метасоматических замещениях.

Закономерность сростания пирротина и пентландита проявляется в соответствии плоскостей (111) пентландита с (0001) пирротина или плоскостей (110) пентландита с (10 $\bar{1}$ 0) пирротина. Такие закономерные вросстки пентландита обычно пластинчатые, иногда они размещены в виде решетки (рис. 114 а) или пламенеобразных агрегатов (рис. 114 б). В сечениях пирротина, параллельных (0001), выделения пирротина имеют форму розеток радиально-дендритовидного строения (рис. 114 в).

Интересной формой развития пентландита вместе с валеритом является его образование по халькопириту вокруг зерен магнетита в местах соприкосновения халькопирита с магнетитом.

Часто пентландит выделяется вместе с пирротинном в виде приблизительно одинаковых зерен.

Состав пентландита этой формации колеблется в узких пределах — от (Fe, Ni)₈S₈ до (Fe, Ni)₉S₈. Особенностью его химического состава является кобальтоносность. Содержание кобальта колеблется от следов до 2,0%.

Рентгенометрические исследования показывают, что параметры элементарной ячейки пентландита изменяются от 10,02 до 10,06 кХ.

Вблизи зон тектонических перемещений наблюдается замещение пентландита виоларитом.

Халькопирит — главный минерал формации. На его долю в отдельных месторождениях приходится от 3 до 12%. В некоторых месторождениях, в частности на отдельных участках Монче-Тундры, наблюдается значительно большее содержание халькопирита, и он преобладает над всеми другими минералами.

Халькопирит обычно выполняет промежутки между зернами магнетита, пентландита и пирротина, образуя в них прожилки, а иногда замещая эти минералы, особенно магнетит и пирротин. Размер зерен халькопирита колеблется от сотых частиц миллиметра в тонких сростках с пирротинном и другими минералами до 1 см в сплошных халькопиритовых массах. В Бушвельдском комплексе халькопирит окаймляет другие сульфиды и размещается между ними и силикатами. Иногда он замещает силикаты по спайности, в особенности биотит, пироксен и роговую обманку.

В халькопирите часто встречаются ориентированные пластинки кубанита, размещенные параллельно граням тетраэдра.

При травлении зерен халькопирита видно четкое полисинтетическое строение, причем в халькопирите Бушвельдского

комплекса отдельные индивиды имеют вид хвостов ласточки, проникающих один в другой.

Химический состав халькопирита близок к теоретическому и характеризуется незначительным содержанием никеля.

Магнетит — также важный минерал формации. В некоторых месторождениях его объем составляет 8—10% всей рудной массы.

Магнетит встречается в виде октаэдрических кристаллов размером от 0,5—1 мм до 2—2,5 см, которые или равномерно рассеяны в сульфидах, или образуют каемки вокруг зальбандов жил. Некоторые кристаллы магнетита содержат закономерно распределенные пластинки ильменита, являющиеся продуктом распада твердого раствора.

В зернах магнетита, которые содержат ильменит, наблюдается процесс избирательного замещения сульфидами, вследствие чего в сульфидах, заместивших магнетит, сохраняется решетка ильменита.

Кристаллы магнетита часто пересекаются жилками пирротина, пентландита и халькопирита. Эти минералы, кроме того, нередко замещают магнетит, в результате чего его кристаллы приобретают неправильную форму со сглаженными и округленными углами.

Магнетит встречается также в виде тонкозернистых выделений, которые находятся среди халькопирита и содержат многочисленные точечные включения этого минерала. По А. Г. Бетехтину, этот магнетит образовался за счет пирротина путем метасоматического замещения вследствие изменения режима серы и кислорода в процессе формирования руды.

Для этих же месторождений отмечаются закономерные пластинчатые или игольчатые срастания магнетита с пирротинном (рис. 115). Размер пластинок характеризуется преобладанием длины над толщиной. Также наблюдаются его срастания с пентландитом (рис. 116). На поверхности крупных зерен пентландита можно наблюдать шестиугольные закономерно ориентированные пластинки магнетита.

Важной особенностью магнетита является метасоматическое замещение его пирротинном, кубанитом и валериитом с сохранением четких границ зерен. Химический состав магнетита отвечает формуле FeFe_2O_4 с незначительным содержанием никеля.

Кубанит широко развит в этой формации, а в некоторых месторождениях, например в Норильском, является важнейшим рудообразующим минералом. Правильные таблички этого минерала размером 0,3—0,5 мм закономерно ориентированы в зернах халькопирита и представляют собой продукт распада твердого раствора. В месторождениях Монче-

Тундры и Норильска наблюдаются сплошные скопления кубанита, состоящие из коротких пластинок и табличек.

Часто кубанит метасоматически развивается по магнетиту или образует сверхтонкозернистые сростания с халькопиритом.

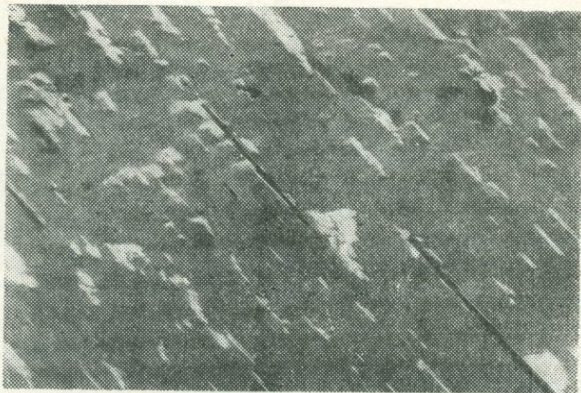


Рис. 115. Пластинчатые выделения магнетита в пирротине. Ув. в 106 раз (по А. Д. Генкину).

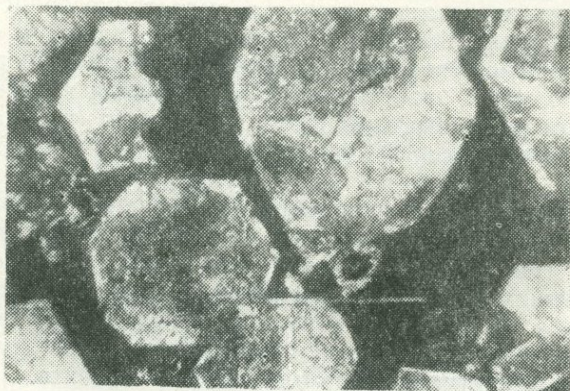


Рис. 116. Закономерное ориентирование пластинок магнетита в пентландите. Ув. в 25 раз (по А. Д. Генкину).

Кубанит этой формации отвечает формуле CuFeS_3 . Кубанит Монче-Тундры является никеле- и кобальтоносным.

Изучение минерального состава пирротин-пентландит-халькопиритовой формации позволяет выделить парагенетические ассоциации минералов, возникших одновременно на определенных стадиях рудообразования.

Первая по времени выделения, наиболее распространенная и основная по объему парагенетическая ассоциация со-

стоит из магнетита (двух ранних генераций), пентландита (трех генераций), пирротина (двух генераций) и халькопирита. Они сопровождаются второстепенными по распространению минералами — ильменитом, кубанитом, валериитом, а также сфалеритом, галенитом, платиновыми минералами и борнитом. Эта ассоциация минералов возникла вследствие сложного процесса кристаллизации из жидкой сульфидной фазы. Сложность процесса обусловлена растворением ранее выделенных кристаллов остаточной жидкой фазой с замещением магнетита сульфидами, пентландита пирротинном, пирротина халькопиритом, а также выделением нескольких генераций одних и тех же минералов и распадом твердых растворов.

Особенностью состава формации является постоянный тесный парагенезис сульфидов и силикатных минералов, возникших гидротермальным путем (хлорит, актинолит, тальк и карбонаты). Постериорные (более поздние, вторичные) гидротермальные минералы образуют с сульфидами взаимные прорастания и нередко наблюдаются в качестве прожилок среди зерен породообразующих минералов. Вместе с сульфидами они метасоматически замещают первичные минералы. Наивысшая концентрация сульфидов — в местах наиболее интенсивного развития гидротермальных изменений.

Совместное образование рудных и постериорных минералов позволило выделить для месторождений Печенги, Монче-Тундры и Норильска следующие парагенезисы минералов: актинолит—магнетит, актинолит—сульфиды (пирротин—пентландит), хлорит—магнетит, сульфиды—тальк, сульфиды—хлорит, сульфиды—карбонаты.

Сульфидное медно-никелевое оруденение в основных и ультраосновных интрузиях до последнего времени рассматривалось как продукт кристаллизации остаточной рудной магмы. Исследования минералогии месторождений и, в частности, связь сульфидных минералов с типичными гидротермальными минералами позволили сделать заключение, что сульфидное медно-никелевое оруденение сформировалось за счет типичных гидротермальных растворов. В гидротермальных условиях происходило также переотложение сульфидов, сопровождавшееся наложением гидротермального метаморфизма.

Борнит-халькопиритовая формация, представителем которой является Волковское месторождение на Среднем Урале, связано с габбровыми породами (медно-титаномагнетитовые руды с ванадием). В рудах этих месторождений пирротин и пентландит не встречаются, вместо магнетита широко развит ванадийсодержащий титаномаг-

нетит, а вместо халькопирита и кубанита — гипогенный борнит и халькозин.

Рудные минералы — титаномагнетит, ильменит, борнит, халькопирит, халькозин и ковеллин — в основном образуют вкрапленности в габбро. В зоне окисления встречаются малахит, азурит, хризоколла и другие минералы. В основной массе сульфидоносного габбро преобладает борнит (60—70% всего количества сульфидов).

Сульфиды выделяются между зернами силикатов и значительно реже — между зернами титаномагнетита и апатита.

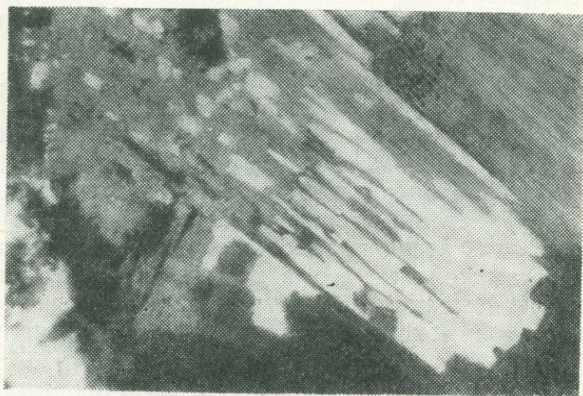


Рис. 117. Замещение халькопиритом (белое) роговой обманки (серое) по спайности. Ув. в 90 раз (по С. А. Кашину).

На наиболее богатых участках они как бы цементируют зерна силикатов; разъедавая их и проникая между ними, они образуют подобие сидеронитовой структуры. Сульфиды также замещают по спайности пироксены и роговую обманку (рис. 117).

Борнит выделяется в промежутках между зернами силикатов, замещая их, а также по трещинам в титаномагнетите, пироксене и амфиболе. Иногда он наблюдается в виде единичных, хорошо образованных кристаллов в титаномагнетите и апатите.

Халькопирит почти всегда ассоциирует с борнитом, а иногда образует прожилки в породах по трещинам отдельности, сопровождаясь кальцитом, эпидотом, реже баритом. Вместе с борнитом он выполняет прожилки между силикатами или титаномагнетитом и выделяется по спайности пироксенов и амфиболов. Очень редко встречаются единичные идиоморфные кристаллы этого минерала в титаномагнетите.

Халькопирит с борнитом образуют типичные решетчатые структуры срастания, которые возникают или вследствие яв-

лений распада, или в результате замещения одного минерала другим. Это пластинчатые вросстки халькопирита в борните (рис. 118), графические прорастания этих минералов, а также зернистые сростания.

Халькозин находится в тесной ассоциации с борнитом, в котором образует каемки и прожилки, развивающиеся по трещинам и вокруг зерен борнита, а также графические и зернистые сростания.

По своему происхождению медно-сульфидное титаномагнетитовое оруденение образовалось в две последовательные

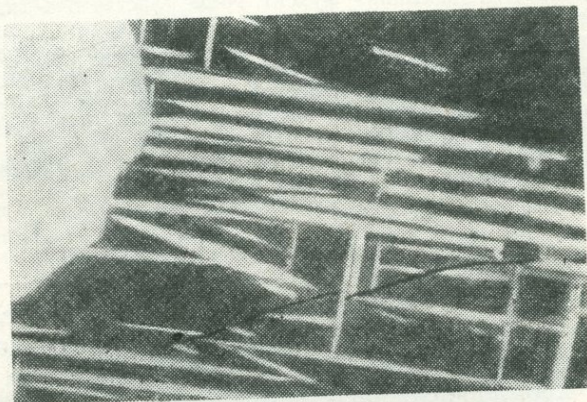


Рис. 118. Пластинчатые выделения халькопирита (белые) в борните (темно-серое). Ув. в 280 раз (по С. А. Кашину).

стадии: магматическую, когда в габбро возникли титаномагнетитовое оруденение фузивного типа и частично медные минералы, и гидротермальную, которая была стадией образования основной части сульфидов меди.

Для формации минералов платиновой группы, связанной с основными и ультраосновными породами, известны два главных типа образований: сульфидные медно-никелевые месторождения, которые выделяются под названием *типа Седбери*, и гистеромагматические месторождения в дунитах, реже перидотитах и пироксенитах, имеющие название месторождений *уральского типа* и характеризующиеся специфическим минеральным составом (табл. 29).

Главными минералами месторождений уральского типа являются хромшпинелиды, с которыми минералы платины очень тесно связаны парагенетически.

Хромшпинелиды образуют небольшие гнезда линзовидной или неправильной формы. Эти гнезда бывают вытянуты в одном направлении и тогда переходят в столбообразные тела, что характерно для месторождений Южной Африки.

Состав формации минералов платиновой группы
(уральский тип)

Главные рудные минералы	Второстепенные рудные минералы	Минералы горных пород, содержащих оруденение	Гидротермальные минералы	Экзогенные минералы
Хромшпинелиды (пикрохромит, магнохромит, хромпикотит, феррихромпикотит, магноферрихромит, ильменит, магнетит, поликсен, иридистая платина, сперрилит, куперит	Пирротин, пентландит, халькопирит, осмирид, платинистый иридий, лаурит, стибнопалладинит, невянскит, сысертскит, ауросмирид, палладистая платина	Плагиоклазы, пироксены, оливин, уваровит, фуксит, хромхлориты (корундофиллит, кочубейт, кеммерерит), хромвезувиан, хромдиопсид, роговая обманка, флогопит, апатит	Серпентин, купроплатина, никелистая платина, самородное золото, гематит, хлорит, магнетит	Ферроплатина, самородные платина, золото, медь, минералы глин, бурые железняки

По данным А. Г. Бетехтина, состав хромшпинелидов колеблется в широких пределах — от пикрохромита до феррохромпикотита.

Кроме хромшпинелидов, в платиновых месторождениях встречается целый ряд хромсодержащих силикатов: хромгранаты (уваровит), фуксит, хромхлориты (корундофиллит, кочубейт, кеммерерит), хромвезувиан и хромдиопсид. Все эти минералы бывают парагенетически связаны между собой и часто встречаются в виде хорошо образованных кристаллов на стенках типичных миаролитовых пустот в дунитах и хромшпинелидах. Эти минералы возникли уже тогда, когда кристаллизация оливина и хромшпинелидов была полностью закончена.

Из силикатов наиболее распространены хромгранаты, в состав которых входит не больше 35% уваровитового компонента.

Из платиновых минералов часто наблюдаются поликсен и иридистая платина. Значительно реже отмечаются минералы группы осмистого иридия (главным образом невянскит и сысертскит). Кроме того, в месторождениях Южной Африки как главные рудные минералы известны сперрилит и куперит.

Платиновые минералы образуют ксеноморфные выделения в хромшпинелидах (рис. 119), а иногда и в оливине с заметной коррозией этих минералов, особенно хромшпинелидов (рис. 120). Сравнительно редко встречаются хорошо образо-

ванные кристаллы платиновых минералов в отдельных хромшпинелидах, а также небольшие самородки, крупнейший из которых, встреченный в месторождении Крутой Лог на Урале, имел вес 427,5 г.

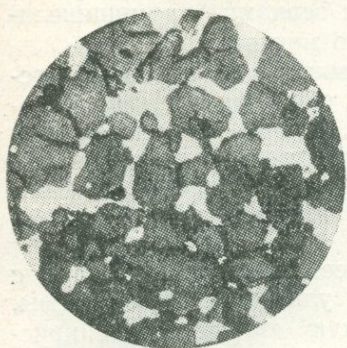


Рис. 119. Ксеноморфное выделение платиновых минералов (белое) в хромшпинелидах (темносерое). Ув. в 7 раз (по А. Г. Бетехтину).

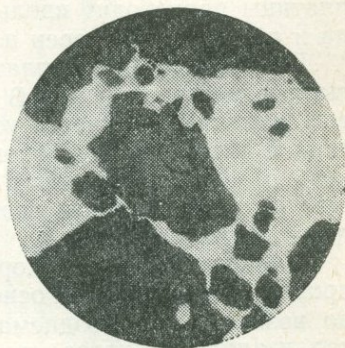


Рис. 120. Коррозия зерен хромшпинелидов минералами платины. Ув. в 67 раз (по А. Г. Бетехтину).

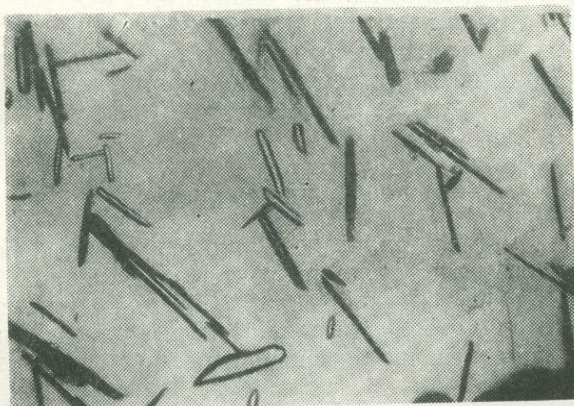


Рис. 121. Выделения осмистого иридия в самородной платине. Ув. в 67 раз (по А. Г. Бетехтину).

Минералы группы осмистого иридия (невьянскит и сысертскит) в коренных месторождениях встречаются редко. Их мелкие пластинчатые кристаллы находятся в зернах самородной платины, а также в хромшпинелидах и силикатах (рис. 121).

При процессах метаморфизма, когда происходит серпентинизация вмещающих пород, первичные платиновые мине-

ралы обогащаются медью (за счет сульфидов), никелем (за счет оливина, в котором содержание NiO достигает 0,2—0,3%) и частично железом (также за счет оливина), образуя купроплатину и никелистую платину. Как показали исследования А. Г. Бетехтина, изменения в первичных минералах платины происходят вдоль границ с зернами хромшпинелида и по трещинам зерен платинового минерала.

При выветривании платиновые минералы образуют россыпные месторождения. В россыпях основная часть платиновых минералов остается устойчивой, и лишь никелистая платина и купроплатина, обогащаясь железом и утрачивая никель и медь, переходят в ферроплатину и чистую самородную платину, которая возникает также за счет окисления палладистой платины.

Минералы платины коренных месторождений связаны с процессами остывания основной и ультраосновной магмы, но возникают в позднемагматическую стадию, после кристаллизации силикатов и хромшпинелидов как собственно магматических продуктов.

Формация самородного железа представлена лишь на о. Диско в Гренландии, где самородное железо образует сплошные массы (до 20 т весом), а также находится в виде мелких включений в базальте.

В базальтах самородное железо могло образоваться в результате как первичной кристаллизации, так и вторичных процессов при восстановлении соединений железа асимметрированным углеродистым веществом.

Класс минералов средних пород

Средние магмы занимают промежуточное положение между основными и кислыми и содержат около 60% кремнекислоты. Эти магмы дают начало средним магматическим породам, среди которых выделяют нормальный и щелочной ряды. Минеральный состав средних пород приведен в таблице 30.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ СРЕДНИХ ПОРОД НОРМАЛЬНОГО РЯДА

В нормальном ряду главными являются породы группы диорита—андезита и сиенита—трахита с жильными порфировыми разновидностями.

Диориты состоят из среднего плагиоклаза (до 60%), одного или нескольких феррических минералов (около 30—35%), обычно роговой обманки, а иногда пироксена или биотита, и аксессуарных минералов (до 5%), главные из которых—магнетит, ильменит, сфен, апатит и циркон. В некоторых

Минеральный состав средних пород

Ряды	Минералы Породы	Породообразующие		Образующие месторождения	Гидротермальные	Экзогенные
		главные	второстепенные			
Нормаль- ный	Группа диорита— андезита	Средний плагио- клаз (андезин), ро- говая обманка, пироксен	Кварц, биотит, ор- токлаз, апатит, маг- нетит, ильменит, сфен, циркон	Магнетит, халь- копирит, мо- либденит	Ортит, гранат, пирит, хлорит, уралит, сери- цит	Лейкоксен, каолинит
	Группа сие- нита—трахита	Плагиоклазы (олигоклаз, анде- зин), биотит, ро- говая обманка, пироксены	Гранат, ортоклаз, нефелин, сфен, апа- тит, магнетит, флю- орит, содалит, цир- кон	Магнетит, халькопирит, шеелит, апа- тит	Серицит, эпи- дот, каолинит, хлорит	Каолинит, окислы желе- за, кальцит
Щелочной	Группа нефе- линового сиени- та—фонолита	Ортоклаз, анор- токлаз, микро- клин, альбит, не- фелин, лейцит, пироксен, рога- вая обманка, би- отит	Содалит, канкринит, плагиоклаз, энigma- тит, эвдиалит, эвко- лит, астрофиллит, лампрофиллит, ката- плеит, мозандрит, ловенит, розенбу- шит, ринкит, гуа- ринит, корунд, гра- нат, магнетит, ильме- нит, апатит, циркон, сфен, Ti- и Zr-сили- каты, кальцит, флю- орит	Латериты, бок- ситы, нефелин, apatит, цир- кон, пирохлор, графит, пегма- титы с редки- ми минералами, лопарит	Цеолиты, кан- кринит, мус- ковит, сери- цит, содалит, анальцит	Гидраты гли- нозема, гибб- сит, бемит, опал, каолинит

разновидностях диоритов содержится незначительное количество кварца и ортоклаза.

Плагиоклаз типичных диоритов представлен андезином, однако обычно его состав колеблется от лабрадора до олигоклаза. Этот минерал образует идиоморфные толстотаблитчатые вкрапленники размером до 3 мм с характерным зональным строением (рис. 122). В таких случаях центральные части состоят из лабрадора, а периферические — олигоклаза или олигоклаз-альбита.

Наряду с толстотаблитчатыми вкрапленниками наблюдаются более узкие лейсты, а также обломки вкрапленников,

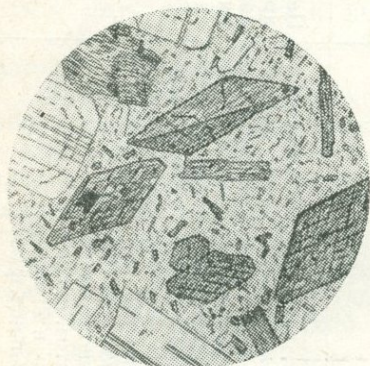


Рис. 122. Идиоморфные зерна роговой обманки и зонального плагиоклаза в диорите. Ув. в 17 раз (по А. Н. Заварицкому).

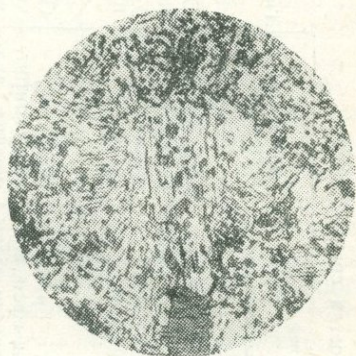


Рис. 123. Пегматитообразное замещение диопсида роговой обманкой. Ув. в 28 раз (по А. Н. Заварицкому).

особенно характерные для андезитов. В диоритах Осницкого изверженного комплекса (Волянь) плагиоклазы представлены незональными кристаллами от № 32 до № 36.

Роговая обманка в этих породах обычная, зеленая. Значительно реже встречается коричневая разновидность. Она образует скопление зерен, которые часто имеют идиоморфные ограничения (рис. 122). Плеохроизм роговой обманки из диоритов характеризуется сменой окраски от буро-зеленых до зеленовато-бурых или бурых тонов.

В андезитах, в частности в Закарпатье, роговая обманка встречается в виде больших зональных кристаллов, зеленых в центре и бурых по краям. Наблюдается резко выраженная опацитовая кайма, которая состоит из агрегата зерен магнетита и других минералов.

Пироксен представлен диопсидом, иногда авгитом и очень редко гиперстеном или бронзитом.

Диопсид встречается в виде идиоморфных зерен короткопризматической формы с почти всегда округленными уг-

лами, вследствие чего они переходят в идиоморфноокруглые зерна.

Очень часто наблюдается амфиболитизация диопсида, которая в одних случаях приводит к частичному замещению его волокнистым уралитом, а в других — к образованию зеленой неволокнистой роговой обманки. Для Бердяушского плутона на Урале А. Н. Заварицкий приводит интересный случай такого соотношения между диопсидом и роговой обманкой, когда они образуют взаимные прорастания, напоминающие пегматитовые сростки (рис. 123).

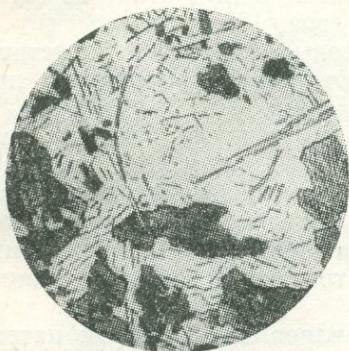


Рис. 124. Удлиненные тонкие призмы апатита в диорите. Темное — роговая обманка. Ув. в 13 раз (по А. Н. Заварицкому).

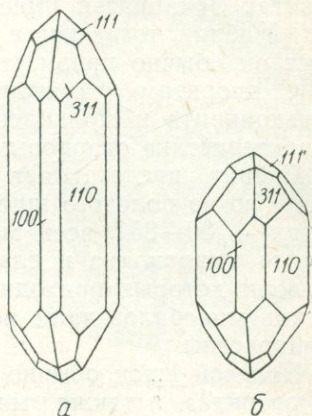


Рис. 125. Габитус кристаллов циркона в андезитах (а) и диоритовых порфиритах (б) Закарпатья (по Ю. Ф. Пекуну).

Из аксессуарных минералов, входящих в состав диоритов и андезитов, заслуживают внимания апатит и циркон.

Апатит обычно находится в виде призматических кристаллов, размер которых для некоторых массивов, например для Бердяушского плутона, достигает 1—1,5 мм в длину и 5, иногда даже 150 мк в ширину. В диоритах Бердяушского плутона чаще всего наблюдаются тонкие, иногда удлиненные призмы апатита, врастающие в роговую обманку (рис. 124).

По А. Н. Заварицкому, апатит кристаллизовался вместе с магнетитом из летучих остатков магмы в стадию амфиболитизации.

Идиоморфизм иголок апатита свидетельствует о его высоких кристаллизационных способностях.

Исследование апатитов из диоритов Осницкого комплекса на Волини показало, что для этих пород также типичны кристаллы удлиненного облика — игольчатые, длиннопризматические и призматические.

Циркон в диоритах составляет лишь сотые доли процента, встречаясь обычно в виде зерен неправильных очертаний, которые имеют общий удлиненно-призматический габитус. Размер их не превышает сотых долей миллиметра. Эти зерна обычно сильно корродированы, особенно в вершинах, а иногда имеют неправильную, угловатую форму. При этом одни ребра или грани кристалла могут быть сильно корродированы, а другие сохраняют прямолинейность.

Иногда в диоритах и андезитах циркон имеет определенные типоморфные признаки. Так, циркон в эффузивных андезитах Закарпатья имеет сильно удлиненный, даже игольчатый облик, тогда как в диоритовых порфиритах из этих мест он обычно призматический (рис. 125).

С диоритами связаны скарновые формации магнетита, халькопирита и молибденита, которые мы рассмотрим при характеристике скарновых образований.

Сиенит представляет собой интрузивную породу, состоящую из полевого шпата (свыше 33%, а в щелочных сиенитах — 80—85% всей массы породы), обычного ортоклаза, иногда микроклина и плагиоклаза и фемических минералов, на долю которых приходится в среднем около 15%. Из фемических минералов чаще всего встречаются роговая обманка и пироксены.

Полевой шпат обычно представляет собой бедный натрием ортоклаз, а также микроклин с решетчатым строением, иногда пертитовый полевой шпат. Цвет полевых шпатов преимущественно красный или белый.

В щелочных сиенитах встречаются выделения альбита, а также плагиоклаза, который принадлежит к олигоклазу или андезину, а иногда — к лабрадору.

Полевые шпаты в сиенитах часто имеют таблитчатую форму, а в поперечнике — форму вытянутых ромбов.

В некоторых месторождениях (Бердяушский плутон) главным минералом сиенитов является микропертит, к которому присоединяются в небольшом количестве (в отдельных зернах) ортоклаз, микроклин, а также кислый плагиоклаз, близкий к альбиту.

Микропертиты из сиенитов Бердяушского плутона обогащены альбитовым компонентом. В то же время количественное соотношение между альбитом, который их образует, и калиевым полевым шпатом непостоянное даже в пределах одного и того же зерна. Часто прорастания имеют характер антипертитов. Пертитовые прорастания образовались здесь вследствие замещения калиевого полевого шпата альбитом.

Калиевый полевой шпат представлен триклинной разновидностью, весьма близкой по оптическим данным к микроклину.

Альбит пертитовых вrostков имеет двойниковое строение по альбитовому или карлсбадскому закону.

В сиенитах Приазовья микроклин с незначительным развитием пертита составляет около 40% породы; приблизительно такое же количество приходится на плагиоклаз.

Амфиболы представлены зеленой роговой обманкой с небольшим содержанием глинозема и щелочей. Роговая обманка обычно образует вытянутые призматические кристаллы с неправильными концевыми ограничениями.

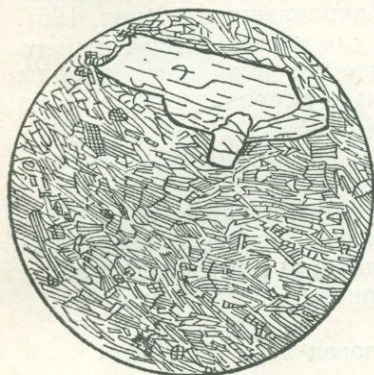


Рис. 126. Вкрапленник санидина в эгирин-авгитовой основной массе. Ув. в 15 раз (по Е. А. Кузнецову).

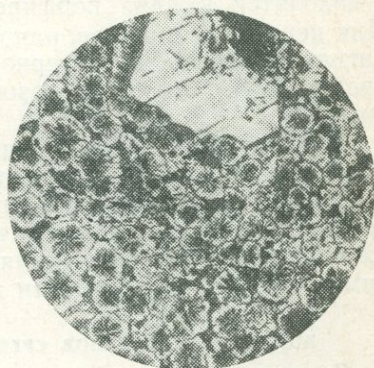


Рис. 127. Вкрапленник калиевого полевого шпата в сферолитовой основной массе из калиевого полевого шпата. Ув. в 13 раз (по А. Н. Заварицкому).

В некоторых разновидностях сиенитов, например в монцонитах, амфиболы находятся в параллельном сростании с диопсидом, который чаще всего образует ядра зерен роговой обманки.

Амфиболы в щелочных сиенитах имеют красно-бурый или серо-синий цвет и относятся к разновидностям, богатым щелочами, титаном, а также глиноземом и железом (базальтическая роговая обманка, гастингсит, баркевикит, арфведсонит).

Из пироксенов в сиенитах присутствует диопсид светло-зеленого (до бесцветного), реже густо-зеленого цвета. Обычно он идиоморфен с ограничениями по призме и обоим пинакоидам и основной пирамиде. Часто встречаются двойники по первому пинакоиду.

В щелочных сиенитах диопсид содержит щелочи; иногда он сопровождается или замещается фиолетово-бурым титансодержащим диаллаговым пироксеном, эгирин-авгитом и эгирином, которые изредка образуют самостоятельные индивиды, частично обрстая диопсид.

Среди аксессуарных минералов заслуживают внимания сфен, встречающийся в виде идиоморфных желтых или коричневых зерен конвертообразного габитуса, а также ортит и корунд, довольно характерные для сиенитов Северного Урала, Онтарио в Канаде и других районов.

Эффузивными аналогами сиенитов являются трахиты (трахитовые порфиры, ортофиры и кератофиры), которые имеют такой же минеральный состав, как и сиениты, однако полевые шпаты в них не только образуют основную массу, но и находятся в виде порфировых вкрапленников (рис. 126). Для некоторых районов, например для окрестностей Нижнего Тагила на Урале, характерно то, что основная масса породы представлена хорошо образованными сферолитами полевого шпата (рис. 127).

В виде порфировых вкрапленников в трахитах встречаются также пироксен и биотит.

С породами группы сиенита связаны минеральные месторождения железа и меди контактового происхождения, а также скарновые месторождения шеелита, которые мы рассмотрим в связи с контактными и скарновыми образованиями.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ СРЕДНИХ ПОРОД ЩЕЛОЧНОГО РЯДА

Средние породы нормального ряда переходят к породам щелочного ряда через щелочные сиениты. Типичными представителями средних пород щелочного ряда являются нефелиновые сиениты и фонолиты.

Нефелиновые сиениты представляют собой бескварцевые глубинные породы, состоящие из полевых шпатов (65—70%), нефелина (около 20%), который в некоторых разновидностях пород (например, в лейцитовых сиенитах) замещается лейцитом, и незначительного количества (до 10—15%) фемических минералов (обычно биотита, щелочных пироксенов и амфиболов).

Полевые шпаты представлены ортоклазом, микроклином, микроклин-пертитом, анортоклазом и альбитом.

Наиболее распространен микроклин-пертит, в котором альбитовые полоски в основном параллельны первому пинакоиду (так называемой *мурчисонитсвой отдельности*).

Довольно часто наблюдается микроклин, который иногда имеет тонкополисинтетическое двойниковое строение по альбитовому закону. Он прорастает альбитом и переходит в микроклин-микрпертит.

Ортоклаз встречается реже. Обычно он обогащен натрием за счет прорастания альбитом и приближается к криптопертиту.

Альбит в некоторых нефелиновых сиенитах, например в мариуполитах, является главным полевым шпатом. Он обра-

зует окантовки вокруг калиевых полевых шпатов, а в миаролитовых разновидностях нефелиновых сиенитов выделяется в виде небольших друз.

Окраска полевых шпатов белая, бледно-розовая, желтовато-белая, а в некоторых разновидностях — зеленовато-белая. Чаще всего полевые шпаты помутневшие, а иногда также стекловидные. Для них характерны толсто- и тонкотаблитчатые кристаллы и реже — изометрические зерна с трещинами спайности.

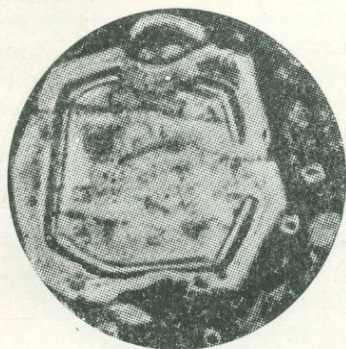


Рис. 128. Псевдолейцит. Ув. в 8 раз (по Ю. А. Билибину)

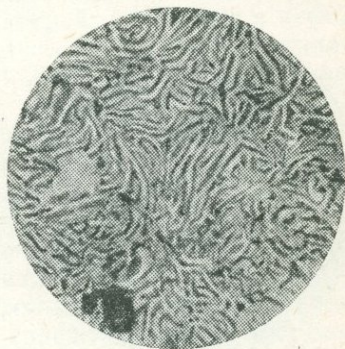


Рис. 129. Микропегматитовые (миркеитовые) прорастания ортоклаза и нефелина в псевдолейците. Ув. в 400 раз (по В. А. Николаеву).

Особенностью химического состава калиевых полевых шпатов нефелиновых сиенитов является присутствие бария и стронция.

Нефелин обычно представлен разновидностью с жирным блеском, которая называется элеолитом и отличается четко выраженным идиоморфизмом.

Нефелин имеет серовато-белый, красный (вследствие включения листочков железной слюдки) или зеленоватый (благодаря включениям эгирина или слюды) цвет. Он встречается в виде сплюснутых гексагональных призм и выполняет прожилки между полевыми шпатами, утрачивая идиоморфные ограничения. Часто наблюдаются параллельные срастания нефелина с полевым шпатом. Почти во всех месторождениях нефелиновых сиенитов отмечается переход нефелина в цеолиты (так называемая *шпреуштейнизация*), а также замещение альбитом, содалитом и канкринитом, которые могут почти полностью вытеснить нефелин.

В лейцитовых сиенитах место нефелина занимает лейцит. Обычно это эффузивные породы. Глубинные их аналоги содержат так называемый псевдолейцит (рис. 128), представля-

ющий собой псевдоморфозу по лейциту, состоящую из нефелина и ортоклаза, а иногда и анальцима.

Нефелин и ортоклаз в псевдолейците часто образуют взаимные прорастания, похожие на микропегматитовые, или мирмекитовые (рис. 129).

Биотит нефелиновых сиенитов представлен темно-зеленым или темно-коричневым лепидомеланом в виде гексагональных табличек или неправильных листочков. Он сопровождается пироксенами и амфиболами и находится в тесном срастании

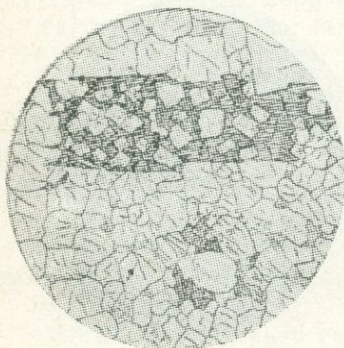


Рис. 130. Кристалл эгирина с пойкилитовыми включениями нефелина. Ув. в 10 раз (по А. Н. Заварицкому).

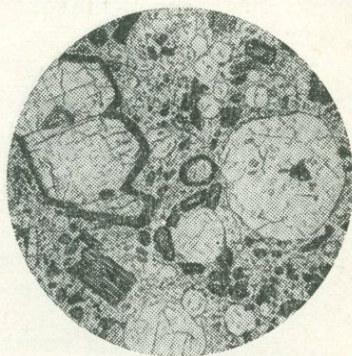


Рис. 131. Вкрапленники лейцита (белое) и гаюина (с темной каемкой) в лейцитифире. Ув. в 20 раз (по Р. Рейншу и А. Харкеру).

с ними. Пироксены — наиболее распространенные феррические минералы нефелиновых сиенитов. Среди них обычно встречаются эгирин-авгит, эгирин и диопсид.

Кристаллы эгирина-авгита имеют короткостолбчатый габитус и окрашены в темно-зеленый цвет. Густо-зеленый до зелено-черного эгирин имеет вид сплюснутых по (100) столбиков, часто с пойкилитовыми включениями нефелина (рис. 130). Вытянутые зерна эгирина образуют также лучистые агрегаты.

Диопсид образует светло-зеленые короткостолбчатые кристаллы с восьмиугольным поперечным сечением и основной пирамидой на концах.

К амфиболам относятся богатые железом и щелочами арфведсонит, гастингсит, реже рибекит, а иногда красновато-бурый баркевикит. Они находятся в виде идиоморфных призм или стеблевидных индивидов. Для амфиболов характерны пойкилитовые и пертитовые срастания с пироксенами. Цвет амфиболов в основном сине-зеленый.

Из второстепенных минералов заслуживают внимания разнообразные сложные силикаты. Главные из них — энигма-

тит, эвдиалит и эвколит, астрофиллит и лампрофиллит, а также апатит, циркон и катаплеит. Некоторые из них для отдельных районов приобретают значение важных породообразующих минералов и определяют практическое использование пород.

Эффузивными аналогами нефелиновых сиенитов являются фонолиты и лейцитофиры, а жильными — грорудит, сельсбергит, тингуаит и нефелиново-сиенитовые порфиры. Все эти породы по своему составу отвечают нефелиновым сиенитам и отличаются от них только структурой: развитием в нефелиновой и санидиновой основной массе порфировых вкрапленников нефелина, санидина и эгирина или лейцита и гаюина (рис. 131).

С нефелиновыми сиенитами связаны формации графита, нефелина, апатита, циркона, а также сложных силикатов титана и циркония, большие концентрации которых приурочены уже к пегматитам нефелиновых сиенитов.

В результате выветривания нефелиновых сиенитов возникают формации латеритов и бокситов.

Здесь мы рассмотрим лишь формации нефелина, циркона и апатита, а также лопарита и графита. Другие формации щелочных пород будут охарактеризованы при рассмотрении пегматитов и месторождений выветривания.

Минеральные формации щелочных пород

Формации нефелина, циркона и апатита генетически и пространственно связаны с нефелиновыми сиенитами.

Содержание нефелина в породах колеблется от нескольких процентов до 95%. Нефелин наблюдается в виде идиоморфных и неправильно-округлых выделений размером в несколько миллиметров. В отдельных месторождениях его кристаллы достигают 20—30 см в поперечнике (рис. 132). Кристаллы имеют вид шестиугольных табличек с очень развитым основным пинакоидом (0001) и слабо развитыми гранями призмы (10 $\bar{1}0$). В миаските нефелин представлен в виде более или менее округлых очков.

Цвет нефелина разных месторождений различный. Так, в Хибинах нефелин бывает серо-зеленого, сероватого, а иногда красноватого или темно-серого, почти черного цвета. В Ловозерском плутоне этот минерал имеет серую, зеленовато-серую и светло-серую окраску, а в Мариупольском массиве — светло-серую.

Химический состав нефелина нефелиновых сиенитов близок к теоретическому. В мариуполитах нефелин содержит повышенное количество K_2O (от 5,4 до 6,4%), а в некоторых месторождениях — редкие элементы.

В нефелиновых сиенитах нефелин — одно из ранних образований и выделяется в одних случаях раньше полевых шпатов

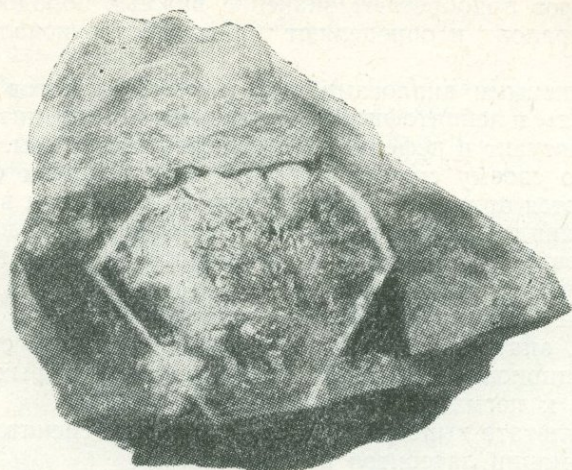


Рис. 132. Крупный кристалл нефелина с каемкой циркона в мариуполите. 0,22 нат. величины.

тов и некоторых цветных минералов (рис. 133), а в других — позднее, образуя пойкилитовые включения (рис. 134).

Циркон является обычным второстепенным минералом нефелиновых сиенитов, но иногда, встречаясь в значительных количествах, приобретает характер породообразующего.

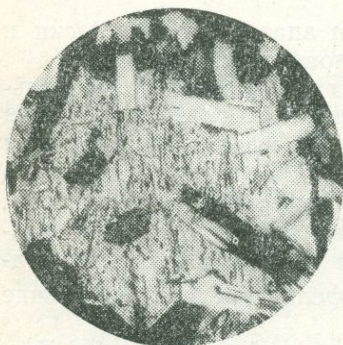


Рис. 133. Вростки альбита (белое) и эгирина (черное) в нефелине (серое). Ув. в 14 раз (по И. А. Морозевичу).

Морфологическую особенность циркона нефелиновых сиенитов составляет бипирамидальный габитус (рис. 135), обусловленный развитием почти исключительно граней тетрагональной бипирамиды (111). Лишь на некоторых кристаллах незначительно развиты призмы (110) и (100).

Размер кристаллов циркона разнообразный: от микроскопических зерен до 5 см в длину.

Цвет циркона светло-серый и темно-коричневый (Ловозерский плутон, Вишневые горы на Урале), а также светло-коричневый (Мариупольский массив).

В составе циркона нефелиновых сиенитов обычно содержится повышенное количество гафния (до 3%), а также присутствуют редкие земли.

Циркон находится в тесной ассоциации с ильменитом, сфеном, апатитом и биотитом. В Ловозерском плутоне он заполняет промежутки между кристаллами полевого шпата, а в мариуполите и в миаскитах Вишневых гор специфически связан с альбитом.

В мариуполитах циркон развит главным образом в виде отдельных монокристаллов. Реже наблюдаются агрегаты, имеющие в своем составе значительное количество монокристаллов, ориентированных в породе в виде полос. Иногда встречаются игольчатые агрегаты типа дендритов, образован-

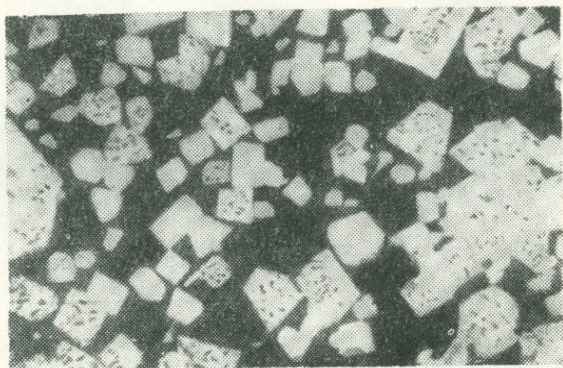


Рис. 134. Пойкилитовые включения нефелина.
Ув. в 9 раз (по К. А. Власову).

ные несколькими монокристаллами. Отмечаются также скелетные и зональные (рис. 136) монокристаллы. В последних зоны сплошного заполнения пространства чередуются с зонами скелетного строения. Почти во всех месторождениях циркон содержит включения эгирина, сфена и ильменита.

Долгое время существовало мнение, что циркон образовался в свободно движущейся среде (расплаве или растворе) в разные стадии кристаллизации нефелиновых сиенитов. Считалось, что циркон мариуполитов кристаллизовался одним из первых минералов. Новые исследования показали, что в крупных месторождениях, в частности в мариуполитах, циркон образовался метасоматически из постмагматических растворов, то есть кристаллы его разрастались путем замещения полностью сформированных твердых пород, особенно мономинеральных участков альбита. В период, когда постмагматические растворы приносили недостаточное количество веществ, необходимых для интенсивного роста кристаллов, кристаллы начинали разрастаться по поверхностям соприкосновения индивидов, составляющих породу.

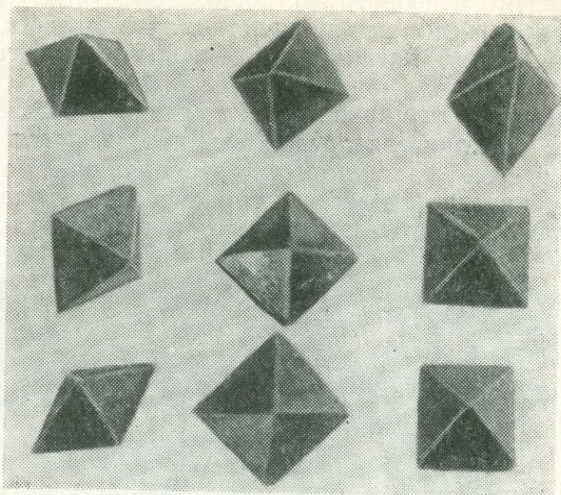


Рис. 135. Кристаллы циркона из мариуполита.
Ув. в 1,5 раза.

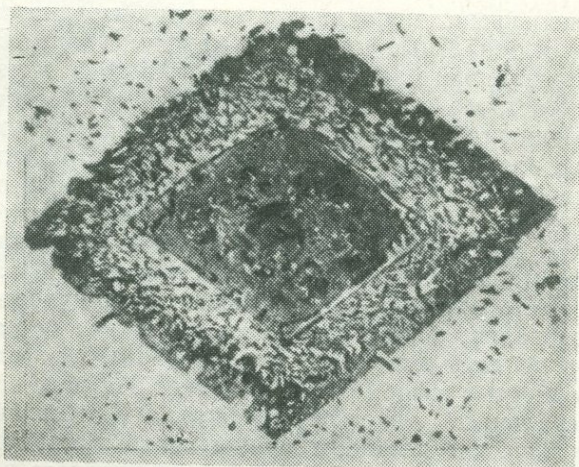


Рис. 136. Зональный кристалл циркона. Ув. в 30 раз
(по С. А. Руденко).

Апатит в связи с нефелиновыми сиенитами образует значительные скопления в Швеции (Альпо) и Финляндии (Инваара).

На Кольском полуострове известны линзы апатит-нефелиновой породы на контакте нефелиновых сиенитов и иолит-уртитов.

Главные минералы хибинских апатитовых месторождений — апатит и нефелин, к которым в незначительных количествах примешиваются эгирин, роговая обманка, сфен, магнетит, ильменит, титаномагнетит и некоторые другие минералы.

Апатит встречается также исключительно в зернистых агрегатах с размером зерен от 0,1 до 3 мм. Большинство зерен имеет неправильную форму, обычно округлую, реже встречаются зерна с более или менее правильными прямоугольными или шестиугольными сечениями. На отдельных участках мелкозернистого апатита встречаются игольчатые кристаллы, как правило, трещиноватые, с плохо образованными гранями.

В линзах Кукисвумчорр-Юкспорского месторождения достаточно четко выделяются две зоны: верхняя, обогащенная апатитом («пятнистая»), и нижняя, с преобладанием нефелина над апатитом («сетчатая», или «полосатая»), которая постепенно переходит в подстилающие иолит-уртиты. Наибольшее количество апатита содержится в пятнистой зоне, представляющей собой зернистый агрегат этого минерала.

В описываемом месторождении выделяют следующие разновидности апатита: мелко- и среднезернистый, сахаровидный (пластинчатый), зернистый (короткостолбчатый) и удлиненные бипирамидальные кристаллики среди мелкозернистого апатита.

Цвет апатита в основном слабо-зеленоватый разных оттенков, часто желтовато-зеленый или желтовато-белый.

По химическому составу хибинские апатиты относятся к фтор-apatиту и обогащены стронцием, а также содержат щелочи и в качестве аксессуарных элементов — редкие земли.

Происхождение апатита в апатитово-нефелиновых залежах объясняется по-разному. Наиболее распространена точка зрения, согласно которой апатитовое вещество в жидкой фазе внедрялось при температуре не ниже 1000°C вдоль висящей стороны уже раскристаллизованных иолит-уртитов с ассимиляцией нефелина (образование пятнистой разновидности) и проникновением в верхние части иолит-уртитов (образование полосатых разновидностей).

Формация лопарита связана с комплексом люварит-фойяит-уртитов. Лопарит встречается в виде вкраплен-

ников, образующих небольшие псевдоморфозы. На отдельных участках количество его достигает 1%. Этот минерал образует три типа выделений: двойники прорастания по флюоритовому закону (рис. 137); монокристаллы в виде кубов и октаэдров; ксеноморфные зерна. Наиболее распространены двойники лопарита, состоящие из куба и октаэдра.

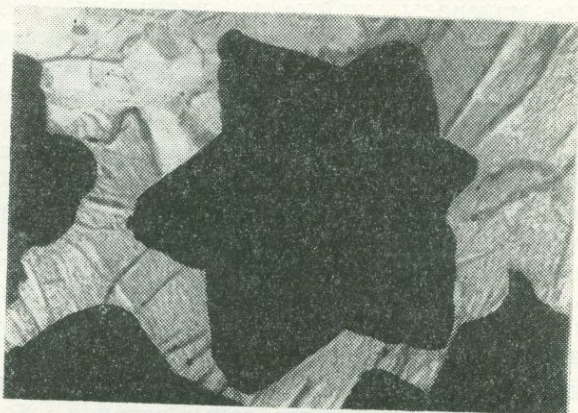


Рис. 137. Двойник лопарита в породах Ловозерского массива. Ув. в 17,5 раза (по К. А. Власову).

Размер двойников колеблется от 0,1 мм до 1 см в сечении и зависит от размера зерен породообразующих минералов. Монокристаллы встречаются лишь в единичных случаях.

Двойниковые и ксеноморфные зерна лопарита обычно встречаются в нефелине и эгирине. В проходящем свете они черные или темно-бурые, в отраженном — светло-серые или белые с кремовым оттенком.

В химическом составе лопарита намечается определенная закономерность между содержанием ниобия и титана, ниобия и редких земель, редких земель и стронция. Эта закономерность проявляется в том, что увеличение содержания ниобия ведет к уменьшению содержания титана, и наоборот, с уменьшением содержания ниобия увеличивается содержание TiO_2 и TR_2O_3 . Чем больше в лопарите редких земель, тем меньше в нем стронция. Редкие земли представлены в лопарите в основном цериевой группой.

В породах Ловозерского щелочного комплекса лопарит является одним из ранних редкометалльных минералов, однако он возник позднее арфредсонита, эгирина и нефелина и наблюдается в них в качестве включений. На тех участках, где лопарит находится в незначительных количествах, он образует ксеноморфные выделения.

Под влиянием более поздних растворов лопарит преобразуется в металопарит, который отличается от лопарита тем, что в его составе содержится около 3,49% H_2O и почти отсутствуют щелочи. Таким образом, переход лопарита в металопарит сопровождается выносом щелочей и привнесом воды, в связи с чем в нем повышается относительное содержание титана, ниобия и редких земель.

Формация графита приурочена к нефелиновым сиенитам. Графит находится в них в виде мелких рассеянных чешуйчатых агрегатов или гнездо- и штокообразных залежей. Наибольшее месторождение графита этой формации — Ботогольское в Восточной Сибири. Содержание графита в нефелиновом сиените этого месторождения составляет 24—42%. В графитовой руде в качестве примесей присутствуют полевой шпат, нефелин, эгирин-авгит, кальцит и другие минералы. Графит

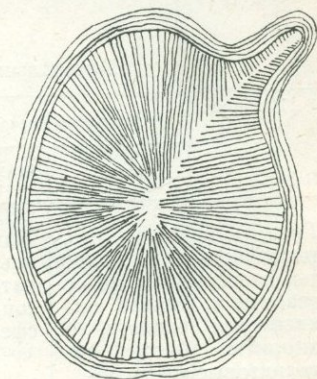


Рис. 138. Выделения графита радиально-лучистого строения.

представлен мелкокристаллической массой. Средний размер его зерен колеблется от 0,25 до 1 мм. Среди мелкокристаллической массы встречаются агрегаты чешуек «древовидной» или «каплевидной» формы, которые имеют радиально-лучистое строение (рис. 138).

Считается, что графит Ботогольского месторождения связан с ассимиляцией магмой углеродистых веществ, а также известняков осадочных пород, которые растворялись в силикатном расплаве и при застывании магмы выделялись в виде графита. Кристаллизация графита происходила в условиях пневматолита при взаимодействии углеводородов с углекислотой.

Класс минералов кислых пород

Кислые породы образуются за счет кислых магм, которые содержат свыше 63—65% кремнезема. Главными представителями интрузивных кислых пород являются граниты, гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты, а среди жильных — гранитовые и гранодиоритовые, а также риолитовые и дацитовые порфиры. Эффузивные аналоги гранитов — липариты (риолиты) и дациты.

Кислые породы состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и незначительного количества феррических минералов, из которых чаще всего присутствуют биотит, реже — роговая обманка и совсем редко — пироксен (авгит или диаллаг). Во многих случаях отмечается мусковит.

Средний минеральный состав гранитов приведен в таблице 31.

Таблица 31

Минеральный состав кислых пород

Породы	Породообразующие		Образующие месторождения	Гидротермальные	Экзогенные
	главные	второстепенные			
Граниты и гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты, гранитовые и гранодиоритовые порфиры	Кварц, ортоклаз, микроклин, анортит, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, пироксен, мусковит	Магнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, сфен, пирит	Касситерит, вольфрамит, ортит, шелифит, золото, монацит, ксенотим, циркон, каолинит	Серицит, эпидот, хлорит, турмалин, литионит, мусковит	Каолинит, бурые железняки, опал, кальцит
Риолиты (липариты), риолитовые порфиры, дациты и дацитовые порфиры	Кварц, плагиоклаз, санидин, ортоклаз, микроклин, биотит, пироксен, роговая обманка	Тридимит, кристобалит, апатит, циркон, кордиерит	Каолинит, алунит	Гранат, сфен, анатаз, турмалин, топаз, флюорит, мусковит, серицит	Каолинит

Плагиоклазы гранитов имеют состав от альбита до олигоклаза. Они образуют в основном идиоморфные таблитчатые кристаллы белого, желтоватого, зеленоватого и очень редко розового цвета. В отдельных разновидностях гранитов наблюдаются вкрапленники плагиоклазов, которые достигают нескольких сантиметров. Сдвойникованы плагиоклазы главным образом по альбитовому и карлсбадскому законам.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом и микроклином в виде толстых таблитчатых и столбчатых кристаллов, в большинстве помутневших вследствие присутствия включений, а также образования вторичных продуктов. Свежие кристаллы калиевого полевого шпата прозрачны и похожи на адуляр. Наблюдаются двойники по карлсбадскому за-

кону. Цвет обычно белый и розовый до кирпично-красного. Отмечаются пертитовые прорастания с альбитом (рис. 139).

В некоторых разновидностях гранитов, например в рапакиви, красноватые зерна калиевого полевого шпата образуют довольно правильные округлые овоиды с белой олигоклазовой каймой в темной основной массе (рис. 140).

Кварц встречается в явно ксеноморфных или округлых и неправильных зернах, которые не выявляют ксеноморфизма относительно калиевого полевого шпата. В гранит-порфирах в микрогранитной массе кварц образует крупные выделения, а в аплитах — округлые изометричные зерна с такой же степенью идиоморфизма, как и в полевом шпате. Крупные выделения кварца наблюдаются вместе с полевым шпатом также в основной массе липаритов. Кроме того, кварц образует пегматитовые

сростки с калиевым полевым шпатом и мирмекитовые про-

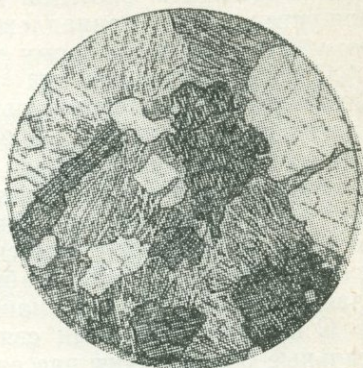


Рис. 139. Калиевый полевой шпат с альбит-пертитом (по А. Н. Заварицкому).

Белое — кварц; черное — эгирин.
Ув. в 11,5 раза.

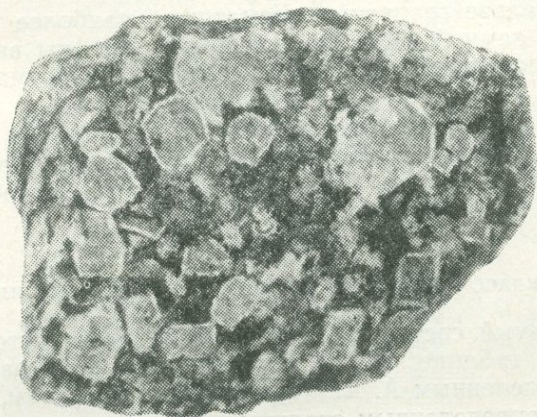


Рис. 140. Овоиды калиевого полевого шпата в граните (рапакиви). Нат. величина.

растания с плагиоклазом. Иногда кварц содержит мелкие включения жидкости или газа.

Из фемических минералов наиболее распространен биотит. В гранитах отмечается главным образом его железистая,

очень плеохроичная разновидность, окраска которой изменяется от соломенно-желтой до почти бурой с зеленоватым или с красноватым оттенком. Часто биотит образует сростания с магнетитом и мусковитом.

Железистость биотитов в последнее время используется для установления принадлежности гранитов к геосинклинальному или платформенному типу.

Степень идиоморфизма минералов в гранитах отвечает определенной последовательности. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит — обычно имеют вид хорошо образованных мелких кристаллов, которые встречаются в качестве включений во всех минералах. Фемические минералы — биотит, роговая обманка — идиоморфны по общему виду. Плагноклаз идиоморфен относительно кварца и ортоклаза и ксеноморфен относительно биотита и роговой обманки. Ортоклаз и кварц проявляют наименьшую степень идиоморфизма.

С кислыми породами связаны пегматитовые и гидротермальные образования рассеянных, редких и цветных металлов, а также каолиновая формация и россыпные формации касситерита, вольфрамита, шеелита, монацита, ксенотима, циркона, ортита и золота, которые возникли вследствие выветривания. Их мы рассмотрим в соответствующих разделах.

Класс минералов гранитных пегматитов

На анализе гранитных пегматитов, наиболее распространенных в земной коре, с которыми связаны важнейшие полезные ископаемые, построено учение А. Е. Ферсмана о пегматитах.

В составе гранитных пегматитов А. Е. Ферсман насчитывает около 280 минералов, в том числе силикатов — 95, окислов — 66, фосфатов — 56, других (фториды, карбонаты и пр.) — около 60.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ ЧИСТОЙ ЛИНИИ

Минеральный состав гранитных пегматитов чистой линии приведен в таблице 32, в которой минералы размещены согласно выделенным А. Е. Ферсманом 10 геофазам, соответствующим определенным стадиям развития пегматитового процесса.

Из минералов, указанных в таблице 32, мы рассмотрим лишь главные, а также те, которые образуют минеральные месторождения.

Кварц является основным минералом всех типов гранитных пегматитов. В графической и равномернoзернистой

Минеральный состав гранитных пегматитов чистой линии

Тип (по А. Е. Ферсману)	Минералы	Глав- ные	Второстепенные		Редкие	Образующие месторождения	
			типоморфные	обычные			
C 700°C	I. Обычные и цериевые пег- матиты	Кварц, ортоклаз, микроклин	Биотит, гранат, ортит	Турмалин (шерл), монацит, циркон	Альбит, десмин, ломонтит, молиб- денит, пирит, халькопирит	Монацит (в рос- сыпях)	
			Биотит, колумбит, самарскит, урани- нит	Роговая обманка, магнетит	Циркон, монацит	Уранинит, колум- бит, самарскит, танталит	
D 600°C	III. Шерлово- мусковитовый		Турмалин (шерл), мусковит	Плагиноклаз, апа- тит, биотит	Уранинит, мона- цит, самарскит, топаз, берилл	Мусковит	
			E 600°C	IV. Топазо- берилловый	Амазонит, дымча- тый кварц, берилл, топаз	Пирит, мусковит, лепидолит, шерл	Криолит
F 500°C	V. Натро-ли- тиевый				Альбит, лепидо- лит, турмалин, во- робьевит	Топаз, апатит, касситерит, муско- вит	Колумбит, мона- цит, сподумен, гес- сонит, пирит, цинн- вальдит, альбит
			G	VI. Марганцево- фосфатный	Поллуцит, пета- лит, литиофиллит, трифилин, амбли- гонит	Лепидолит, турма- лин (полихром- ный), флюорит	Топаз, берилл, ро- дохрозит, кальцит
H 400°C	VII. Фторо-алю- миниевый				Апатит, криолит, гексафторид, хиолит	Альбит, жильбер- тит	Флюорит, игольча- тый шерл
			VIII. Фторо-кар- бонатный	Паризит, флюорит	Берилл, кальцит, апатит, бастнезит		
				IX. Сульфидный	Халькопирит, сфа- лерит, галенит	Биотит, магнезит	Мусковит, молиб- денит
I, K, L 300-500°C	X. Цеолитный	Десмин, халцедон,	Пренит, цеолиты		Кальцит		

зонах он образует взаимные письменные прорастания с калиевым полевым шпатом (письменные граниты, или «еврейский камень»). В письменных прорастаниях наблюдается приблизительно 25,75% кварца и 74,25% калиевого полевого шпата.

Мощность зоны с письменной структурой иногда достигает 10 м (Крагере в Южной Норвегии). Индивиды кварца в письменных структурах (ихтиоглипты) часто прорастают индивиды полевого шпата в определенных направлениях, образуя вытянутые кристаллы кварца, которые обычно имеют форму веретенообразных тел с мелкой штриховкой. Размер

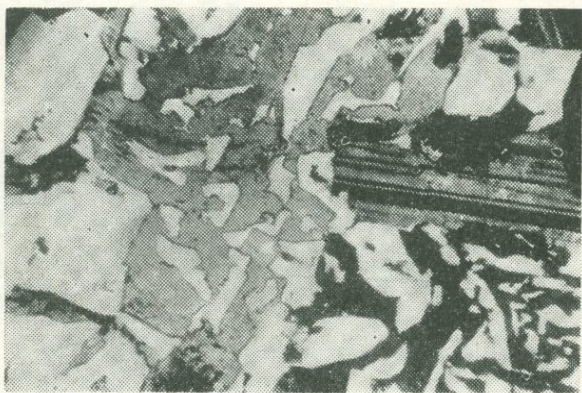


Рис. 141. Графическое срастание кварца и плагиоклаза. Ув. в 22, 5 раза (фото Г. М. Старидной).

индивидов кварца в этой зоне колеблется в значительных пределах — от нескольких десятков до 120 ихтиоглиптов на один квадратный сантиметр поперечного сечения.

Письменные прорастания известны также для кварца с плагиоклазом (рис. 141), гранатом, турмалином, мусковитом и другими минералами. Образование письменных структур считали результатом одновременной кристаллизации каждой пары минералов (см. об эвтектической кристаллизации) с соответствующим взаимным влиянием во время кристаллизации.

Новейшими исследованиями установлено, что кристаллики кварца при зарождении ориентировались под действием кристаллов полевого шпата, который разрастался раньше; зародыши кварца возникали непрерывно, почти до окончания роста кристаллов полевого шпата (рис. 4, стр. 18). Большинство срастаний подчинено закону Ферсмана: *Призматическое ребро полевого шпата параллельно ребру между двумя соседними гранями ромбоэдров кварца* (рис. 142).

В пегматитах распространен дымчатый серый и серо-белый кварц, значительно меньшее значение имеют кварц чисто белый и розовый, аметист и прозрачный горный хрусталь.

Кристаллографически кварц пегматитов представлен низкотемпературным кварцем или параморфозами низкотемпературного кварца по высокотемпературному кварцу и характеризуется развитием двойников: для низкотемпературного кварца обычны бразильские и японские двойники, а для параморфоз — дофинейские.

Полевые шпаты являются главными минералами гранитных пегматитов. Они представлены калиевыми полевыми шпатами — микроклином (амазонитом) и, реже, ортоклазом. В графической и равнозернистой зоне, в которой они образуют письменные срастания с кварцем, на их долю приходится в среднем 74%.

В блоковой зоне полевые шпаты образуют крупные кристаллы, размер которых в отдельных месторождениях достигает 10 × 10 м (месторождения Норвегии).

В гранитных пегматитах широко развиты пертиты — прорастания ортоклаза или микроклина альбитом (рис. 59, стр. 84). Число их в некоторых месторождениях значительно превышает количество обычного микроклина и ортоклаза. Например, в пегматитах Воьлини, по подсчетам Н. И. Безбородько, полевые шпаты распределяются следующим образом (в %): микроклин-пертит — 62,32; микроклин — 20,29; ортоклаз-пертит — 16,67 и ортоклаз — 0,72.

Схема кристаллизации полевых шпатов в пегматитах приведена в таблице 33.

Таблица 33

Схема кристаллизации полевых шпатов в гранитных пегматитах чистой линии

800°C А	700°C			600°C		500°C		400°C	300°C
	В	С	Д	Е	Ф	Г	Н	К	
Плагиоклаз (Микроклин)	(Плагиоклаз) (Микроклин)	Микроклин-пертит		-----<		Альбит	→ Альбит		
Ортоклаз	Ортоклаз			Амазонит	→ !		→ Альбит	→ Адуляр	
	Альбит	Письменный гранит	Пегматит-ортоклаз-гранит	Адуляр (пертит)			Адуляр		
			Образование солнечного камня						
			Образование пертитовых лейт						

Установлено, что габитус калиевых, полевых шпатов в пегматитах зависит от температуры их образования. При высокой температуре (800°C) образуются кристаллы, которые имеют вид параллелепипеда с преобладающим развитием пинакоидов (010) и (001) или пластинчатые по (010); при более низкой температуре (500°C) форма кристаллов становится бочонковидной вследствие равномерного развития (010), (001), а также (101) и (201); при температуре 250°C развиваются грани призмы и исчезают пинакоиды, в результате чего возникают псевдоромбоэдры.

В калиевых полевых шпатах ряда районов устанавливается присутствие рубидия (до десятых долей процента), цезия (до сотых долей процента), а также кальция, бария, стронция и других элементов.

С гранитными пегматитами связаны месторождения полевого шпата, мусковита, урановых и редкоземельных минералов, редкометалльных минералов (берилла, лепидолита, сподумена и др.), драгоценных и цветных камней, пьезокварца, касситерита, а также россыпные месторождения монацита и касситерита. Все эти месторождения можно объединить в такие формации: полевого шпата, мусковита и урано-редкоземельных минералов; редкометалльных минералов, драгоценных и цветных камней.

Формация полевого шпата, мусковита и урано-редкоземельных минералов связана в основном с докембрийскими массивами и встречается в виде пегматитовых жил, линз и штоков, которые залегают среди интрузивных тел или содержащих интрузии пород — гнейсов и кристаллических сланцев. Размеры таких пегматитовых тел колеблются от нескольких сантиметров до 1,5 км в длину и от долей сантиметра до сотен метров в ширину. Так, длина жилы «Гигант» в Бирюсинском месторождении (Сибирь) составляет 760 м при мощности 70 м. Жилы некоторых рудников Мамско-Витимского района при незначительной мощности имеют длину около 1 км. Наибольший промышленный интерес имеют дифференцированные жилы.

Основными минералами этой формации являются полевые шпаты, которые в ряде районов (Украина, Северная Карелия, Урал) разрабатываются в качестве керамического сырья (калий-натриевые и частично натриевые полевые шпаты).

Вторым важным минералом формации полевого шпата, мусковита и урано-редкоземельных минералов является мусковит, который в пегматитах встречается очень часто, однако промышленное значение приобретает лишь в некоторых из них. Содержание мусковита обычно не превышает нескольких десятков килограммов на один кубический метр породы.

Мусковит генетически связан с мусковитовыми пегматитами шерлово-мусковитового типа.

Главные спутники мусковита — полевой шпат, кварц и биотит. При этом видную роль играет полевой шпат, однако встречаются также мусковитовые пегматиты с преобладанием кварца над полевым шпатом. Количество аксессуарных минералов непостоянно. Они представлены главным образом турмалином, бериллом, апатитом, а также минералами ура-

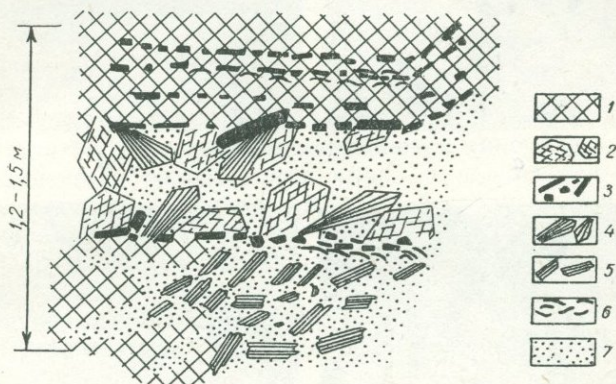


Рис. 143. Соотношения мусковита с другими минералами (по Е. Д. Белянкиной).

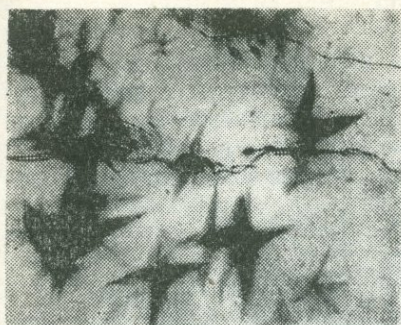
1 — пегматит неяснозернистой структуры; 2 — полевошпатовые монокристаллы; 3 — турмалин; 4 — слочный мусковит; 5 — пластинчатый мусковит; 6 — листочки биотита; 7 — кварц.

на, тантала и ниобия и редких земель. Схематически положение мусковита среди других минералов показано на рис. 143.

Светло- и серо-дымчатый кварц выделяется раньше, образуя с полевым шпатом в зальбандовых частях жил аплит или графический пегматит. В более поздние стадии выкристаллизовывается дымчатый и темно-дымчатый (почти черный) кварц, который в конце пегматитового процесса сменяется серым сахаровидным кварцем, заполняющим осевые части жил или образующим отдельные блоки.

Биотит в чешуйчатых выделениях связан с аплитовой разновидностью пегматита. В пегматоидную фазу выделяют ся пластинки биотита, имеющие значительные размеры.

Во многих пегматитовых жилах с биотитом тесно сростается мусковит. Вростки биотита в мусковите имеют характер звездчатых включений, которые иногда едва заметны при максимальных увеличениях микроскопа, но могут достигать 0,3 мм. Кроме того, наблюдаются шестигранные и ромбовидные, а также реликтовые включения (рис. 144). Все эти сростания мусковита с биотитом возникают вследствие обрастания или замещения биотита мусковитом.



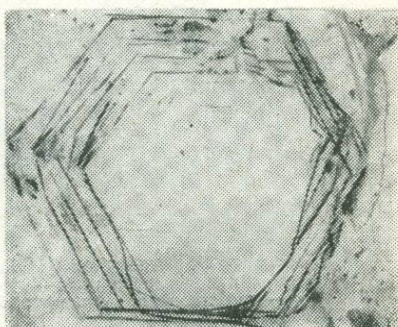
а



б



в



г

Рис. 144. Включения биотита в мусковите (по Е. Д. Белянкиной).

а — звездчатые (ув. в 72 раза); б — шестигранные и ромбовидные (ув. в 16 раз); в — реликтовые (ув. в 17,5 раза); г — зональное реликтовое (ув. в 5 раз).



Рис. 145. «Елочные» кристаллы мусковита, 0,8 нат. величины.

Интерес вызывают так называемые «елочные» образования мусковита (рис. 145), которые обуславливают его дефектность. «Елчатость» проявляется в том, что от центра кристалла к периферии идут серии своеобразных полос. Возникает она в процессе роста кристалла и связана с его сгибанием и расщеплением, а также со скелетным (дендритным) ростом.

По А. Е. Ферсману, выделяют следующие типы мусковита: 1) мусковит, который возникает во вмещающих породах — экзоконтактный мусковит; 2) первичный мусковит пегматитовых жил; 3) вторичный мусковит, образующийся частично за счет биотита и частично за счет микроклина. Первичный мусковит резко преобладает.

В качестве незначительных примесей в пегматитах с полевым шпатом и мусковитом отмечаются минералы с несколько повышенным содержанием урана и редкоземельных элементов (как цериевой, так и иттриевой группы). Эти минералы в большинстве являются аксессуарными и добываются вместе с основными полезными ископаемыми — полевыми шпатами и мусковитом.

В зависимости от преобладания тех или иных редкоземельных минералов выделяют виды этой формации (табл. 34).

Таблица 34

Минеральный состав пегматитов с урано-редкоземельными минералами

Вид	Главные ассоциации минералов
Монацитовый	Полевые шпаты, мусковит, монацит, циркон, гранат, магнетит, биотит
Ортитовый	Плагиоклазы, микроклин, кварц, биотит, ортит, монацит, циркон, сфен
Ксенотим-циртолит-уранинитовый	Плагиоклазы, мусковит, ксенотим, сфен, апатит, клеверит, монацит, циртолит, уранинит
Сложных окислов Ti, Ta, Nb	Плагиоклазы, ксенотим, фергусонит, эксенит, таленит, тенгерит, самарскит, гадолинит, кельгауит

Главными урановыми и редкоземельными минералами являются уранинит и сложные окислы Nb и Ta или Ti, Nb и Ta. Наиболее часто встречаются самарскит, минералы серии эксенит—поликраз, фергусонит—форманит и бетафит (метамиктная разновидность пирохлора, обогащенная водой и ураном). Расположенные вокруг этих минералов в пегматитах другие минералы изменяют свою окраску. Так, кварц

обычно становится дымчатым, полевые шпаты и карбонаты — красными (в них возникают характерные трещины), флюорит — темно-фиолетовым до черного.

Наблюдения над отдельными пегматитами США показали, что урановые и редкоземельные минералы концентрируются в основном в зонах, обогащенных пертитом. Эти минералы в пегматитах распределены неравномерно. Они образуют как мелкие вкрапленные зерна, так и значительные выделения весом в сотни килограммов.



Рис. 146. Прожилки танталита в альбитизированном пегматите. Нат. величина.

Из минералов урана наибольшее значение имеют уранинит и его разновидности ульрихит, бреггерит, а также клеветит (нивенит).

Уранинит ассоциирует с дымчатым кварцем, микроклинпертитом, клевеландитом, турмалином, бериллом, сподуменом и колумбитом и обычно размещается в кварце и полевошпате в виде хорошо образованных идиоморфных кристаллов, которые имеют кубический и кубооктаэдрический габитус.

Основными источниками получения тантала и ниобия служат колумбит, танталит и самарскит. В высокотемпературной зоне эти минералы встречаются в незначительных количествах. В блоковых и полнодифференцированных пегматитах они представлены в основном тантало-колумбитом и ниобо-танталитом, которые размещаются на контакте мономинеральных микроклиновых зон с кварцевыми ядрами. Наибольшее количество этих минералов содержится в интенсивно замещенных пегматитах. Здесь отмечают в основном ниобо-танталит и танталит.

Размер кристаллов ниобо-танталита и танталита не превышает 3 мм. Они образуют отдельные вкрапленники и прожилки в альбитизированном пегматите (рис. 146).

В отдельных случаях длина кристаллов достигает 1,5 см. Кристаллы обычно несколько деформированы жильбертитом.

вой слюдкой, которая вырастает в них. Они имеют бипирамидальный, таблитчато-бипирамидальный и изометрический габитус вследствие преобладающего развития граней бипирамиды.

Для самарскита, кроме того, характерны выделения в виде уплощенных зерен без следов кристаллографической огранки, а также закономерные сростания с колумбитом (рис. 147). Минеральный комплекс, с которым встречаются эти минералы, приведен в таблице 35.

Формация редкоземельных минералов находится в гранитных пегматитах, связанных с интрузиями биотитовых или двухслюдяных микроклиновых гранитов. По форме это в основном шлиры, штоки или жилы и жилообразные тела, постепенно переходящие во вмещающие материнские породы.

А. А. Беус выделяет следующие разновидности пегматитов, в которых встречаются редкоземельные минералы: миаролоносные шлировые; блоковые и полнодифференцированные; замещенные.

В миаролоносных шлировых пегматитах среди грубозернистых и реже среди графических участков развиты пустоты — *миаролы*, в которых наблюдаются друзы и отдельные хорошо образованные кристаллы полевых шпатов, кварца, топаза, берилла, турмалина и других минералов. Миаролы часто переходят в занорыши размером более 10 м. Вокруг занорышей расположены альбитизированные зоны, иногда

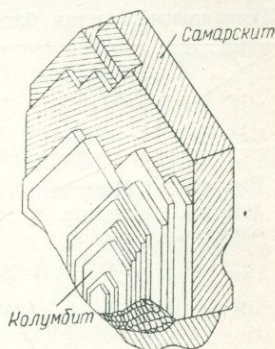


Рис. 147. Эпитаксическое сростание самарскита и колумбита.

Таблица 35

Минеральный состав пегматитов, содержащих ниобий и тантал

Главные минералы		Второстепенные минералы	
породообразующие	рудные	нерудные	рудные
Альбит, сподумен, микроклин, лепидолит	Колумбит, танталит, самарскит	Берилл, биотит, мусковит, топаз, гранат, турмалин (щерл и полихромный), апатит, петалит, флюорит, топаз, фенацит	Монацит, магнетит, циркон, уранинит, эшинит, микролит, литиофилит — трифилин, амблигонит, триплит, гадолинит, касситерит, вольфрамит

бериллоносные. Миаролоносные пегматиты служат основным источником драгоценных камней, в частности ювелирных разновидностей берилла.

В блоковых и полнодифференцированных пегматитах выделяются два подвида: биотит-микроклиновый и мусковит-микроклиновый (табл. 36).

Т а б л и ц а 36

Минеральный состав блоковых и полнодифференцированных пегматитов

Минералы Пегматиты	Главные	Второстепенные
	Биотит-микроклиновые	Микроклин, микроклин-пертит, амазонит, кварц, альбит, плагиоклазы, биотит, мусковит
Мусковит-микроклиновые	Кварц, олигоклаз, микроклин-пертит, микроклин, альбит, мусковит, биотит	Берилл, турмалин, циркон, гранат, фенакит, циртолит, трифилин, гетерозит, альбит, колумбит, арродит, магниофиллит, бертрандит, стрюверит

С микроклин-биотитовыми пегматитами связаны месторождения гадолинита, иногда берилла. Как правило, они находятся на периферических участках кварцевого ядра, а также в блоках калиевого полевого шпата в тесной ассоциации с альбитом и биотитом.

В парагенезисе с гадолинитом встречаются таленит, ортит, циркон, фергусонит, самарскит и другие иттриеземельные сложные окислы Ta и Nb, а в ряде случаев — флюорит.

В мусковит-микроклиновых пегматитах известны месторождения берилла и тантала.

Берилл концентрируется главным образом на границе центральной зоны блокового кварца и блокового микроклина, обычно в ассоциации с мусковитом. Реже берилл и мусковит залегают непосредственно в блоках кварца.

В парагенезисе с бериллом находятся крупные, хорошо образованные кристаллы колумбита-танталита, трифилина,

графтонита, реже самарскита, циртолита, а также железистого и железо-магнезиального турмалина.

Берилл располагается в пределах бериллоносной зоны неравномерно, гнездами. Чем крупнее кристаллы или гнезда кристаллов берилла, тем резче выявляется неравномерность размещения этого минерала в пегматите. Мощность бериллоносной зоны в промышленных месторождениях этого типа — от 0,5 до 2 м. Содержание берилла в них составляет 0,2—0,5%.

Среди замещенных пегматитов выделяются мусковит-альбитовые, а также сподумен- и лепидолит-альбитовые. Мусковит-альбитовые пегматиты тесно связаны постепенными переходами с блоковыми мусковит-микроклиновыми пегматитами и характеризуются в основном развитием альбитовой зоны, наложенной на зону блокового микроклина и зернистого пегматита. В этих пегматитах обычно развивается белый берилл, который сосредоточивается в альбитовой зоне замещения в парагенезисе с зеленоватым мусковитом, спескартином, трифилин-литиюфилитом, зеленым турмалином, колумбитом-танталитом и касситеритом. Сподумен- и лепидолит-альбитовые пегматиты постепенно переходят в альбитовые, от которых они отличаются присутствием значительных концентраций сподумена и лепидолита.

Кристаллы сподумена обычно размещаются в кварцевом ядре пегматитового тела, образуя кварц-сподуменную зону. Характерной особенностью сподуменных пегматитов является интенсивная альбитизация с развитием пластинчатого альбита — клевеландита, в парагенезисе с которым находятся белый и, реже, розовый или бесцветный берилл.

В ассоциации с бериллом встречаются зеленоватый мусковит, манганколумбит, мангантанталит, микроклин, касситерит.

Для лепидолит-альбитовых пегматитов характерно широкое развитие лепидолитовой зоны (с кварцем или альбитом), которая обычно отделяется в центральной части пегматитового тела. В этих пегматитах сподуменные зоны имеют резко подчиненное значение.

С лепидолитом связаны выделения кристаллов розового или бесцветного прозрачного литиевого (литиево-цезиевого) берилла — воробьевита и ростерита. Характерным минералом пегматитов этого типа является розовый, бесцветный или полихромный турмалин. Кроме того, с бериллом находятся в ассоциации микроклин, мангантанталит, стибитанталит, касситерит, поллуцит. Минеральный состав сподумен-альбитовых и лепидолит-альбитовых пегматитов приведен в таблице 37.

Минеральный состав сподумен-альбитовых и лепидолит-альбитовых пегматитов

Породообразующие минералы		Рудные минералы
главные	второстепенные	
Микроклин, альбит, кварц, микроклин-пертит, мусковит, сподумен, лепидолит	Гранат, турмалин, апатит	Берилл, танталит, мангантанталит, литиофилит, колумбит, микролит, поллуцит, базовисмутит, трифилин, касситерит, амблигонит

Рассмотрим главнейшие редкоземельные минералы.

Гадолинит — редкий аксессуарный минерал пегматитов биотит-кварц-микроклинового состава с повышенным количеством бериллия, иттрия и железа (Ивленд в Норвегии, Баринджер-Хилл в США). Он встречается в зоне грубозернистого или блокового пегматита вместе с микроклином (амазонитом), биотитом, гранатом, цирконом и редкоземельными минералами (ортитом, иттриалитом, роуландитом, фергусонитом).

Крупные концентрации гадолинита связаны с локально выявленными процессами альбитизации. В некоторых месторождениях гадолинит замещается бериллиевым тенгеритом и тенгеритом. Встречается в виде неправильных выделений и сплошных скоплений. Очень редко гадолинит образует грубопризматические кристаллы. Известны неправильные монокристаллы этого минерала весом до 80 кг (Баринджер-Хилл, США).

В некоторых месторождениях южной Норвегии идиоморфные кристаллы гадолинита (рис. 148) развиты в виде своеобразных скелетных образований. Внутренняя часть таких кристаллов выполнена микроклином, кварцем и альбитом. Возможно, что в данном случае скелетные кристаллы гадолинита возникли метасоматическим путем приблизительно в то же время, когда происходила альбитизация.

Сподумен встречается в центральных частях пегматитовых жил (в так называемом кварцевом ядре), образуя кварц-сподуменовые зоны. Значительно реже он сосредоточен в зальбандах пегматитовых жил. В обоих случаях сподумен находится в тесном парагенезисе с альбитом (рис. 149). Встречается сподумен преимущественно в виде рассеянных кристаллов длиной 2—14 см и шириной 0,5—1 см. Иногда

длина кристаллов достигает 14 м и вес — 100 т (месторождение Этта Майн в Южной Дакоте, США).

Кристаллы сподумена имеют удлинено-призматический габитус. Они бывают сплюснутыми, выгнутыми, разломанными и трещиноватыми. Трещины могут заполняться мелко-

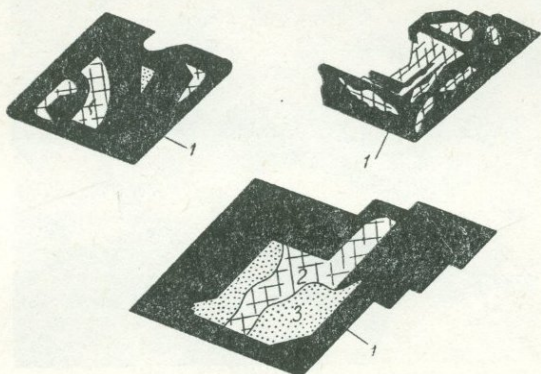


Рис. 148. Скелетные образования гадолинита (по А. Шателигу).

1 — гадолинит; 2 — реликты микроклина; 3 — реликты кварца.

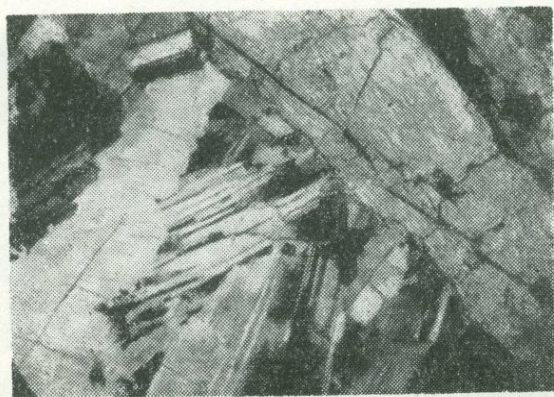


Рис. 149. Сподумен в альбитизированном пегматите. Ув. в 13 раз.

кристаллическим альбитом (рис. 150). По краям кристаллов, а также по трещинам сподумен часто изменяется в агрегат альбита и эвкриптита.

Содержание сподумена в пегматитах отдельных месторождений достигает 15 (месторождения Северной Каролины, США) — 20 (месторождения провинции Квебек, Канада)

процентов. Химические анализы сподумена пегматитовых месторождений показывают, что состав его близок к теоретическому, причем количество Li_2O колеблется от 6,78 до 7,54%. В сподумене некоторых пегматитов содержится рубидий.

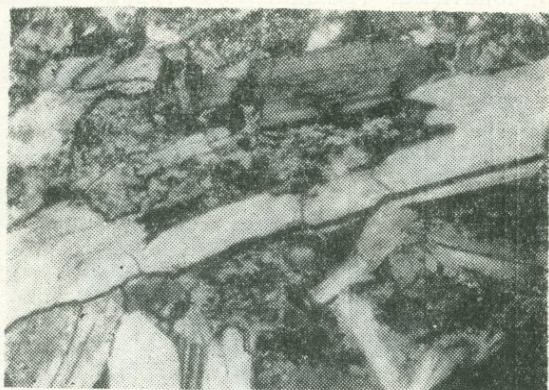


Рис. 150. Трещины в сподумене, заполненные мелкокристаллическим альбитом. Ув. в 13 раз.



Рис. 151. Реликты сподумена (решетчатое) в петалите. Ув. в 48 раз (по А. И. Гинзбургу).

В месторождениях Сибири сподумен интенсивно замещается петалитом (рис. 151) и поллучитом. В месторождениях Казахстана наблюдаются своеобразные псевдоморфозы по петалиту, состоящие из мелкозернистого агрегата кварца и пластинчатого сподумена (рис. 152).

Лепидолит находится в тесной ассоциации со сподуменом, клевеландитом и полихромным турмалином, а также образу-

ет каемки вокруг пластинок мусковита и амблигонита (рис. 153).

Берилл относится к важнейшим аксессуарным минералам гранитных пегматитов, которые являются основным источником получения обычного берилла, а также драгоценного берилла и аквамарина. В промышленных пегматитах содержится 0,2—0,5% берилла. Особенности берилла в отдельных типах пегматитов и его парагенезисы охарактеризованы в таблице 38.

В миаролоносных пегматитах берилл в виде хорошо образованных разноцветных кристаллов и друз выполняет пустоты вместе с кристаллами полевых шпатов, кварца, топаза и некоторых других минералов. Иногда берилл связан с альбитизированными участками, окружающими занорыши.

В блоковых и полнодифференцированных пегматитах берилл концентрируется главным образом на границе центральной зоны блокового кварца и окружающей зоны блокового микроклина или среднезернистого пегматита. Отмечается тесная ассоциация берилла

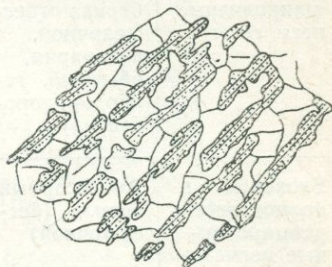


Рис. 152. Кварц-сподуменовый агрегат. Заштрихованное — сподумен (по А. И. Гинзбургу).

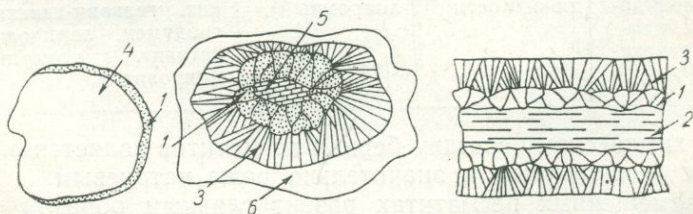


Рис. 153. Парагенезис лепидолита (1) со сподуменом (2) и клевеландитом (3); 4 — мусковит; 5 — амблигонит; 6 — кварц (по А. И. Гинзбургу).

с мусковитом. Редко кристаллы берилла залегают непосредственно в блоках кварца, и тогда они имеют длиннопризматический габитус, а иногда разорваны и замещены кварцем (рис. 154).

Цвет кристаллов берилла в разных месторождениях изменяется от голубого (аквамарин) до зеленого и коричневого. Наиболее обычны бериллы светло-зеленого и желтовато-зеленого цветов. Размер кристаллов берилла колеблется от нескольких сантиметров до 1,2—2 м в длину и от долей сантиметра до 1 м в сечении.

Главные типы бериллиевых пегматитов (по А. А. Беусу)

Тип месторождения	Особенности берилла	Характерный парагенезис	
		Главные минералы	Сопровождающие редкометалльные минералы
Миаролоносные шпировидные пегматиты	Акцессорный берилл (бесщелочной, аквамарин, обычный, гелиодор, воробьевит)	Микроклин, кварц, альбит	Фенакит
Блочные и полнодифференцированные пегматиты	Акцессорный берилл (бесщелочной)	Микроклин (часто амазонит), кварц, альбит, биотит, мусковит, шерл, фосфаты железа и марганца, спессартин	Гадолинит, фергусонит, колумбит-танталит, ортит, ксенотим, монацит, трифилин, циртолит, фенакит, берtrandит, хризоберилл, гердерит, бериллонит
Замещенные мусковит-альбитовые, сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые пегматиты	Натриевая, натриево-литиевая, литиево-цезиевая разновидности	Альбит, кварц, мусковит, спессартин, турмалин (поликромный)	Литиофилит, колумбит-танталит, касситерит, берtrandит, гердерит, бериллонит, фенакит, гельвин-даналит, сподумен, лепидолит, петалит, поллуцит, микролит

По химическому составу берилл пегматитов является в основном бесщелочным и значительно реже натриевым.

В замещенных пегматитах развит главным образом натриевый и натриево-литиевый берилл, тесно связанный с альбитовым замещающим комплексом. Он имеет преимущественно светлую (до белой) окраску и образует конусовидные кристаллы. Иногда берилл тонко рассеян в альбите. В замещенных пегматитах содержится 0,3—0,6% берилла.

В большинстве пегматитов встречаются длиннопризматические и призматические кристаллы берилла, которые иногда образуют сростания. Наиболее обычный размер кристаллов — 5—10×20×30 см. Нередко кристаллы имеют 50—80 см по длинной оси при 15—20 см в сечении. В руднике Балтис (штат Мен, США) один из конусовидных кристаллов берилла имел в длину 9 м, причем ширина его у основания составляла 1,5 м, а у вершины — 0,25 м.

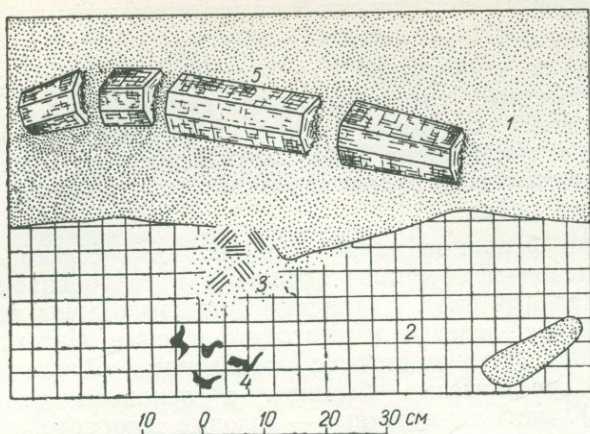


Рис. 154. Разорванный кристалл берилла в блоковом кварце (по А. А. Беусу).

1 — кварц; 2 — микроклин; 3 — мусковит в альбитизированном микроклизне; 4 — вросстки кварца в микроклизне; 5 — берилл.

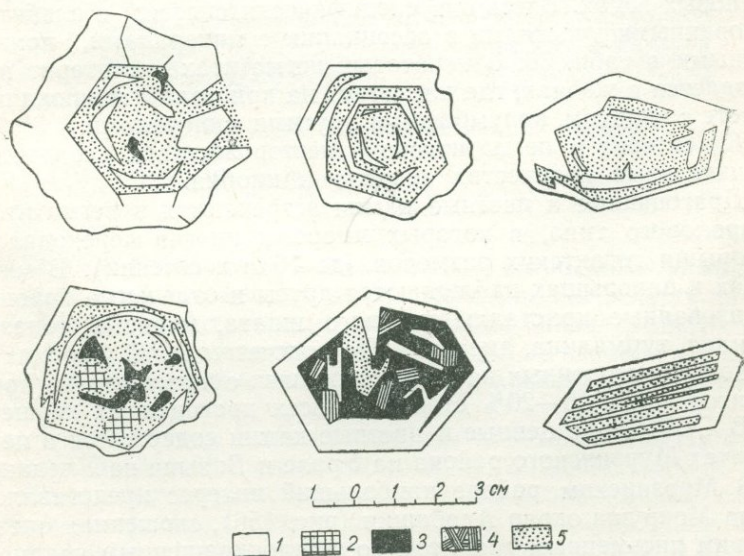


Рис. 155. Поперечные срезы скелетных («фаршированных») кристаллов берилла (по А. А. Беусу).

1 — берилл; 2 — реликты микроклина; 3 — кварц; 4 — мусковит; 5 — альбит.

Типоморфные особенности берилла приведены на рис. 250 (стр. 371).

Наряду со сплошными разновидностями берилла встречаются скелетные, так называемые «фаршированные», кристаллы, которые содержат включения альбита, кварца, реже мусковита и микроклина (рис. 155). В некоторых месторождениях кристаллы берилла в результате травления имеют сглаженные ребра.

Окраска бериллов зависит от их химического состава. Так, бесщелочные бериллы окрашены в голубовато-зеленый и светло-зеленый цвет. Натриевые бериллы обычно зеленоватые, голубовато-зеленые и желтовато-зеленые. Интенсивность окрашивания уменьшается с повышением содержания щелочей. Натро-литиевые бериллы в основном бесцветные (ростерит), литиево-цезиевые — розовые (воробьевит).

По химическому составу берилл пегматитовых месторождений почти отвечает теоретической формуле, причем содержание BeO колеблется от 12,06 до 13,98%. Обычно берилл пегматитовых месторождений содержит Na_2O (от следов до 2,74%), Li_2O (до 1,39%), Rb_2O и Cs_2O (до 1, 35%).

В месторождениях пегматитов распространен касситерит, иногда образующий промышленные скопления. Темные бипирамидальные кристаллы касситерита рассеяны в кварц-микроклиновых зонах. Здесь они специфически связаны с альбитизированными участками в ассоциации с минералами, приведенными в табл. 38. В некоторых пегматитах касситерит наблюдается в жеодах, где нарастает на кристаллы микроклина вместе с пиритом, колумбитом и другими минералами.

Касситерит в пегматитовых месторождениях содержит значительные количества тантала и ниобия.

Драгоценные и цветные камни встречаются в пегматитах миаролового типа, в которых миаролы иногда переходят в занорыши гигантских размеров (до 10 м в сечении). В миаролах и занорышах наблюдаются друзы и отдельные хорошо образованные кристаллы полевого шпата, мориона, топаза, берилла, турмалина, аметиста. По подсчетам А. Е. Ферсмана, на долю драгоценных камней, связанных с пегматитами, приходится около 15—20% стоимости всех драгоценных камней.

В СССР драгоценные и цветные камни содержатся в пегматитах Мурзинского района на Урале и Волыни на Украине.

В Мурзинском районе наибольший интерес представляет жила Мокруша около Алабашки (рис. 156), сложенная очень мелким письменным гранитом со светлоокрашенным кварцем и удлиненными пластинками биотита. Образую вздутия до 1 м, зона письменного гранита переходит в крупнокристаллическую разновидность и преобразуется в агрегат крупных ин-

дивидов кварца и полевого шпата, которые выстилают свободные трещины или вздутия занорышей. Некоторые из этих пустот, или занорышей, достигают 5 м в длину и 2 м в высоту. Стенки трещин выстланы кристаллами полевого шпата, дымчатого кварца и топаза. В других месторождениях Мурзинского района (например, в Липовском) настоящие занорыши отсутствуют, так как они выполнены сплошной массой полевого

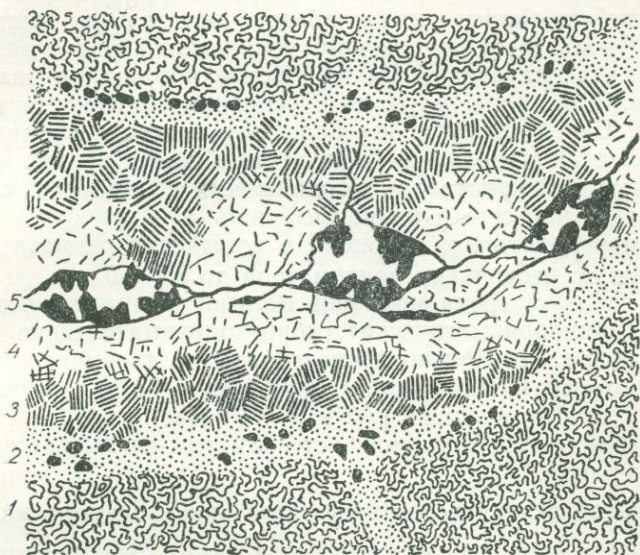


Рис. 156. Схема строения пегматитов Мурзинки (по А. Е. Ферману).

1 — гранит; 2 — аплитовая зона; 3 — мелкозернистая письменная зона; 4 — крупные агрегаты кварца и полевого шпата; 5 — занорыши.

шпата и лепидолита, содержащей драгоценные камни. Из минералов этого месторождения особенно выделяется различно окрашенный турмалин. В Адуйском районе развиты своеобразные полевошпатовые жилы, которые издавна славятся своими аметистами, собранными в красивые параллельные друзы.

В пегматитах Волыни известны кристаллы топаза размером $25,5 \times 38 \times 38$ см и весом до 68 кг. Большие, хорошо ограниченные кристаллы встречаются здесь в занорышах; на них обычно хорошо развиты боковые грани и головка. Часто крупные кристаллы топаза прикреплены своей основой к агрегату более мелких зерен топаза, которые прорастают морионом. Крупные кристаллы топаза могут образовывать параллельные сростания.

В полевошпатовой зоне кристаллы топаза имеют хорошо образованные головки с двух сторон. По своим кристаллографическим особенностям топазы Волыни относятся к ильменскому и коростенскому типам. Кристаллы последнего типа по форме приближаются к адун-чилонским.

Цвет волынских топазов светло-серый, розовый до розовато-буроватого, светло-голубой до голубого, светло-желтый до бесцветного с легким палевым оттенком. В двухцветных топазах голубую окраску имеет обычно центральная часть кристалла, а розовую до розово-бурой — периферическая. С топазами в пегматитах Волыни в тесной ассоциации находится морион. Кристаллы мориона в основном содержатся в занорышах. Своей основой они врастают в стенку занорыша, а длинной осью направлены к внутренней части пустот. Часто в ядре крупных кристаллов мориона есть сердцевина, сложенная белым или серым кварцем.

Размер кристаллов мориона в волынских пегматитах колеблется от нескольких сантиметров до 30—50 см.

По габитусу среди морионов Волыни устанавливаются три типа: длиннопризматические, короткопризматические и обелисковидные. На Волыни широко развиты двойники мориона, среди которых преобладают дофинейские (78,5%), смешанные (14,3%) и бразильские (7,2%).

На кристаллах мориона часто заметны следы растворения и регенерации.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ ПЕГМАТИТОВ ЛИНИИ СКРЕЩИВАНИЯ

Минеральный состав пегматитов линии скрещивания приведен в таблице 39. Как уже отмечалось, наибольшее развитие среди пегматитов линии скрещивания имеют так называемые десилифицированные пегматиты, которые вследствие взаимодействия с основными и ультраосновными породами содержат малые количества кремнезема.

При взаимодействии с резко отличимыми по составу вмещающими породами пегматитовый расплав обогащается Mg, Fe и Ca, что приводит к кристаллизации флогопита, актинолита, хлорита и талька вместо минералов, характерных для гранитных пегматитов чистой линии и вмещающих пород (калий-натриевые полевые шпаты, кварц, мусковит, оливин, пироксен, серпентин).

Десилифицированные пегматиты образуют жильные свиты с характерным зональным симметричным и асимметричным строением (рис. 157).

При образовании десилифицированных пегматитов возникают три оболочки: 1) непосредственно на контакте — флогопитовая или биотитовая зона (мощностью от нескольких до десятков сантиметров), 2) далее — актинолитовая или

Минеральный состав пегматитов линии скрещивания

Минералы Тип	Главные	Второстепенные	Редкие
Гибридные пегматиты	Плагиоклаз, мусковит	Андалузит, силлиманит, корунд, кордиерит, кварц	Дюмортьерит, шпинель, хризоберилл, шерл, гранат, графит
Десилифицированные пегматиты	Плагиоклазы (олигоклаз-андезин), флогопит, прохлорит, актинолит, тальк, маргарит, хлоритонд	Альбит, биотит, апатит, корунд, флюорит, мусковит, фенгит, фуксит, корундофиллит, пеннин, турмалин, топаз, сфен, факолит, рутил, ильменит, магнетит, гематит	Кварц, берилл, изумруд, фенакит, хризоберилл, александрит, бертрандит, самородный висмут, молибденит, циркон

Продолжение таблицы

Минералы Тип	Образующие месторождения	Гидротермальные	Экзогенные
Гибридные пегматиты			
Десилифицированные пегматиты	Изумруд, александрит, фенакит, берилл, корунд	Пренит, серицит, халцедон, эпидот, кальцит, доломит	Каолинит, опал, повеллит, ферримолибдит, молибденовая охра

хлоритовая зона (мощностью от нескольких до десятков сантиметров) и 3) тальковая зона (мощностью до нескольких метров).

Главными минералами десилифицированных пегматитов являются плагиоклазы, флогопит, хлорит, актинолит, тальк, флюорит, мусковит, фуксит, маргарит и хлоритонд.

Плагиоклазы — основные породообразующие минералы десилифицированных пегматитов, на их долю приходится около 25% породы. Они обычно составляют центральную часть пегматитов в виде линз, линейно размещенных во флогопитовой зоне (рис. 157).

Представлены плагиоклазы олигоклаз-андезином (№ 18—40) и образуют мономинеральные агрегаты, сложенные крупными, несовершенно развитыми кристаллами. Цвет их белый, серовато-белый и серовато-зеленый. Часто плагиоклазы sdвойникованы по периклиновому закону.

Плагиоклазы находятся в ассоциации с бериллом, изумрудом, апатитом, флюоритом, хризобериллом, выделяясь уже после их образования. Для плагиоклазов десилифицирован-

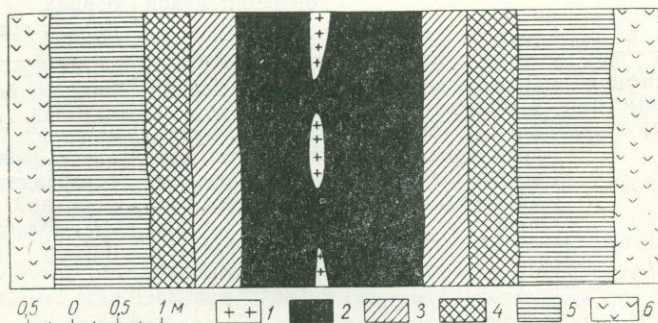


Рис. 157. Зональное строение десилифицированных пегматитов (по К. А. Власову).

1 — плагиоклазит; 2 — флогопитовая зона; 3 — актинолитовая зона; 4 — хлоритовая зона; 5 — тальковая зона; 6 — серпентинит.

ных пегматитов типично присутствие Be, а также повышенные количества Na и Сг.

Важным минералом десилифицированных пегматитов является флогопит. На его долю приходится 50—70% породы. В десилифицированных пегматитах флогопит составляет довольно мощные зоны (от 0,5 до 6 м), прилегающие к плагиоклазовым телам.

Флогопит представлен тонкочешуйчатými разновидностями (размер отдельных чешуек — 0,1—0,3 см) серебристо-коричневого, буровато-коричневого, реже травянисто-зеленого и зеленовато-коричневого цвета. Он находится в ассоциации с изумрудом, фенакитом, хризобериллом, александритом, бериллом, топазом, апатитом, флюоритом, выделяясь после указанных минералов.

В химическом составе флогопитов некоторых месторождений несколько повышено содержание Be, Tl, Ga, Li, а также Co и Ni.

Хлорит вместе с флогопитом или отдельно составляет хлоритовые зоны мощностью до 0,5 м. Его листочки и чешуйки имеют серовато-зеленый, зеленый и травянисто-зеленый цвет. Чаще всего хлорит представлен прохлоритом, на долю которого приходится до 20% породы. Особенностью химического

состава прохлоритов десилифицированных пегматитов является присутствие Be, Ga, Co и Ni. Хлорит находится в ассоциации с фенакитом, хризобериллом, апатитом, ильменитом и сфеном.

Содержание актинолита в породе достигает 10%. Этот минерал образует самостоятельные зоны или находится в виде линзовидных тел во флогопитовой и хлоритовой зонах. Его призматические кристаллы и тонковолокнистые выделения собраны иногда в звездчатые и шестоватые агрегаты. Размер отдельных индивидов достигает 0,6 см. Цвет серовато- и ярко-зеленый. В химическом составе актинолита десилифицированных пегматитов отмечаются Be, V, Ti, Co, Ni и Rb.

Тальк является важным минералом десилифицированных пегматитов, где он образует тальковую зону. На его долю приходится до 25% породы. Для талька характерны тонкочешуйчатые агрегаты, и лишь иногда он наблюдается в виде крупных листочков шириной до 4—5 см. Цвет талька серовато-белый, светло-зеленый и зеленовато-белый. Для химического состава талька десилифицированных пегматитов характерно повышенное содержание V, Ti, Co и Ni.

В некоторых десилифицированных пегматитах важную роль играют также маргарит и хлоритоид.

С пегматитами линии скрещивания (десилифицированными пегматитами) связаны формация изумруда и формация корунда.

Формация изумруда в связи с десилифицированными пегматитами известна, в частности, в Трансваале (Южная Африка, Сомерсет) и Восточных Альпах (Хабаталь). Эти месторождения расположены на контакте пегматитоносных гранитных интрузий с более древними ультраосновными породами среди слюдястых, тальковых и хлоритовых сланцев в виде зон, линз и жил.

Минеральный состав формации изумруда приведен в таблице 40. Главные минералы этой формации мы уже рассмотрели при общем описании десилифицированных пегматитов, а здесь лишь остановимся на характеристике самого изумруда и некоторых второстепенных и редких минералов.

Изумруд встречается в биотитовых, тальковых и флогопитовых породах в виде отдельных хорошо образованных призматических кристаллов. Размер кристаллов разных месторождений неодинаков. В месторождении Сомерсет в 1956 г. был найден кристалл изумруда длиной в 35 см, который считают крупнейшим в мире. Иногда встречаются друзы кристаллов. Цвет изумрудов зеленый (с колебаниями от голубовато-зеленого до густо-зеленого).

В изумрудах некоторых месторождений наблюдается зональность окрашивания по пинакоиду, когда периферия почти

Минеральный состав формации изумруда

Главные минералы	Второстепенные минералы	Редкие минералы
Биотит, флогопит, актинолит, тальк, хлорит	Кварц, роговая обманка, мусковит, берилл, молибденит, турмалин, апатит, рутил, сфен, топаз, факолит, ильменит, магнетит, гематит, флюорит	Изумруд, плагиоклаз, шерл, гранат, хризолит, хризоберилл, циркон, фенакит, бавенит, берtrandит, самородный висмут, молибденит

бесцветна, а центральная часть интенсивного голубовато-зеленого цвета. Иногда отмечается зональное окрашивание по призме, и тогда интенсивность окрашивания изменяется по длинной оси кристалла, причем в некоторых кристаллах полосы разной интенсивности чередуются между собой. Как показали исследования, интенсивность окраски изумруда определяется содержанием Cr_2O_3 .

Изумруд находится в ассоциации с флогопитом, плагиоклазом, флюоритом, топазом и бериллом. Часто он содержит включения флогопита, биотита, талька, актинолита и других минералов, которые корродируют кристаллы изумруда. Последнее особенно характерно для плагиоклаза, кварца, флогопита и флюорита.

Наблюдения показали, что кристаллы изумруда, находящиеся в плагиоклазе или кварце, имеют меньше включений, грани их более гладкие и блестящие, однако окрашены они менее интенсивно.

В некоторых месторождениях кристаллы изумруда разбиты поперечными трещинами. Вдоль трещины одна часть кристалла бывает повернута относительно другой вокруг оси G_6 на $30-40^\circ$. Трещины обычно залечены флогопитом, мусковитом и корундофиллитом.

Для химического состава изумрудов некоторых месторождений, кроме повышенного состава Cr_2O_3 , характерно также присутствие скандия (0,025—0,03%) и ванадия (0,02—0,05%).

В некоторых десицифицированных пегматитах наряду с изумрудом добываются александрит и фенакит, а также берилл, являющийся рудой для получения бериллия.

Александрит в виде крупных скоплений встречается во флогопитовых зонах десицифицированных пегматитов или в ассоциации с бериллом и изумрудом. Хорошо образованные кристаллы александрита находятся вместе с фенакитом, хри-

зобериллом, апатитом и турмалином. Кристаллы александрита обычно таблитчатые по (100), реже коротко- и длиннопризматические. Часто александрит образует двойники и тройники, которые имеют вид гексагональных, а также псевдогексагональных табличек, иногда с входящими углами. Грани кристаллов обычно бестящие и гладкие, лишь плоскости (010) и (100) бывают покрыты вертикальными штрихами.

Часто наблюдаются сростки четырех, пяти и более тройников. Размер кристаллов обычно колеблется от $0,7 \times 1,5 \times 1,5$ см



Рис. 158. Друза кристаллов александрита.

до $1,5 \times 2 \times 4$ см. Наибольший из известных сростков кристаллов александрита состоит из 22 хорошо образованных тройников (рис. 158). Размер сростка — $11 \times 14 \times 25$ см.

Кристаллы часто трещиноваты, и трещины залечены чешуйками флогопита.

Цвет александрита зеленый, серовато-зеленый с четким дихроизмом (при искусственном освещении минерал приобретает вишнево-красный цвет). В шлифах очень хорошо выявлен плеохроизм: по Ng — изумрудно-зеленый, по Nt — оранжево-желтый, по Np — фиолетово-красный.

Обычной ассоциацией для александрита являются апатит, фенакит, флюорит, турмалин, бериллийсодержащий маргарит, флогопит, хлорит, плагиоклаз и берилл. По времени выделения александрит более ранний, чем флюорит, бериллийсодержащий маргарит, апатит, флогопит, хлорит, и более поздний, чем берилл и турмалин.

Фенакит в десилифицированных пегматитах образует короткопризматические и ромбоэдрические кристаллы размером 1—6 см (в отдельных случаях — даже до 10 см). Как правило, фенакит бесцветный, водяно-прозрачный, реже винно-желтый и желтый. Обычно фенакит находится в хлоритовой и

флогопитовой зоне в ассоциации с теми же минералами, что и александрит. По времени выделения он очень близок к хризобериллу и образуется раньше апатита, флюорита, флогопита и хлорита.

Берилл встречается в виде длиннопризматических кристаллов с небольшим количеством простых форм. Обычный размер кристаллов — до 6 см, но иногда встречаются кристаллы длиной около 20 см. Цвет берилла голубовато-зеленый. Основная масса берилла сосредоточена во флогопитовой зоне недалеко от контакта с плагиоклазитами, а также в мусковит-флюоритовых линзах.

Берилл находится в ассоциации с апатитом, хризобериллом, александритом, флюоритом, плагиоклазом, бериллсодержащим маргаритом и по выделению является более ранним, нежели все эти минералы, за исключением апатита. Иногда наблюдается замещение берилла бавенитом, берtrandитом и бериллсодержащим микроклином.

По А. Е. Ферсману и К. А. Власову, месторождения изумруда, александрита, фенакита и берилла образовались вследствие десилификации пегматитов. Пегматитовый расплав, внедряясь во вмещающие породы, обогащенные железом и магнием, начинает взаимодействовать с ними. При этом из пегматита мигрируют щелочи, алюминий, кремнезем и фтор, идущие на образование минералов реакционных зон пегматитов (флогопитовой, хлоритовой, актинолитовой и тальковой). Вследствие этого пегматитовый расплав кристаллизуется не в виде пегматита чистой линии, а в виде своеобразных зональных тел десилифицированных пегматитов, которые содержат, в отличие от пегматитов чистой линии, изумруд, александрит, фенакит и другие минералы. Образование этих минералов обусловлено, с одной стороны, химическим составом пегматитового расплава, в частности концентрацией в нем бериллия, а с другой стороны, — формой нахождения хрома во вмещающих породах. Форма нахождения хрома очень важна, поскольку хром в одних случаях освобождается из соединений трудно, а в других — сравнительно легко. Этим в значительной мере объясняется развитие в одних месторождениях обычных бериллов и хризобериллов, а в других — также хромсодержащих разновидностей этих минералов: изумруда и александрита.

Формация корунда в связи с десилифицированными пегматитами представлена так называемыми корундовыми плагиоклазитами — своеобразными рудами, которые состоят из корунда и плагиоклаза, а иногда также шпинели.

Плагиоклазиты образуют жилы неправильной формы, сосредоточенные на контакте ультраосновных пород и грани-

тов. Жилы имеют незначительную мощность (0,1—0,5 м, иногда до 3 м) при длине не выше 100 м (Борзовское месторождение на Урале). Содержание корунда в корундовых плагиоклазитах колеблется от нескольких процентов до 60—80%.

Как и в месторождениях изумрудов, в корундовых плагиоклазитах наблюдается определенная зональность.

Минеральный состав формации корунда, связанной с десилифицированными пегматитами, приведен в таблице 41.

Т а б л и ц а 41

Минеральный состав формации корунда

Главные минералы	Второстепенные минералы	Редкие минералы
Плагиоклазы, корунд	Шпинель, гранат, турмалин, биотит, маргарит, хлорит, рутил, диаспор, апатит, вермикулит, актинолит, тальк	Кальцит, сапонит, апатит, сфен, магнетит, циркон, ортит, кварц, альбит, дистен, фуксит

В формации корунда встречаются как основные плагиоклазы (от лабрадора до анортита), так и более кислые (олигоклаз-андезин). Основные плагиоклазы образуют разновидность плагиоклазита, которая называется кыштымит, а кислые — плюмазит. В некоторых жилах плагиоклазы замещены маргаритом, что обуславливает переход от плагиоклазитов к марундитам, являющимся в некоторых трансваальских месторождениях основными типами корундовой руды.

Корунд в плагиоклазитах образует отдельные кристаллы и их скопления. Кристаллы имеют игольчатый и боченкообразный облик и неправильную угловатую форму. Размер кристаллов колеблется от долей миллиметра до 5 см (Борзовское месторождение), а иногда (месторождения Трансвааля) — до 25 см в длину. В Трансваале были найдены кристаллы весом свыше 100 кг.

Образование корунда в десилифицированных пегматитах связано с возникновением в условиях десилификации вместо щелочного полевого шпата плагиоклазов за счет освобождающегося при этом глинозема. Свободный глинозем кристаллизуется в виде корунда тогда, когда образуется плагиоклаз, содержащий не меньше 15% анортита. Этим обуславливается зависимость между содержанием корунда и плагиоклаза: чем более основной плагиоклаз, тем выше процентное содержание корунда.

Класс минералов щелочных пегматитов

Пегматиты щелочных пород изучены очень слабо, так как они меньше развиты, чем гранитные пегматиты, и не имеют такого практического значения.

Щелочные пегматиты пространственно очень тесно связаны с материнскими интрузиями и редко выходят за их пределы. Среди пегматитов щелочных пород также различают пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещивания.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЧИСТОЙ ЛИНИИ

Пегматиты чистой линии связаны с разными щелочными породами — фойяитами, сиенитами, луавритами. Они представляют собой тела неправильной формы размером от нескольких десятков сантиметров до 30—80 м в поперечнике, а также жилы и штокообразные тела мощностью от нескольких сантиметров до 4 м. Общая протяженность щелочных пегматитов чаще всего ограничивается несколькими сотнями метров.

Минеральный состав пегматитов значительно отличается от состава материнских пород. В них меньше нефелина, больше редкометальных минералов и минералов замещения. В пегматитах некоторых щелочных массивов, например Ловозерского на Кольском полуострове, известно свыше 130 минералов. Пегматиты каждого комплекса пород характеризуются своей собственной ассоциацией минералов (кроме редкометальных).

В щелочных пегматитах чистой линии иногда наблюдается зональность, которая выражается в том, что центральная часть имеет блоковое строение, а внешняя — более мелкое равномернозернистое (рис. 159). Кроме того, в некоторых пегматитах отмечается еще третья зона — зона замещения. Блоковая зона, как правило, составляет основную массу пегматитовых тел. Она имеет неравномернозернистое порфировое строение. Крупные выделения (блоки) микроклина и нефелина беспорядочно разбросаны в мелкозернистой основной массе, которая в значительной мере состоит из эгирина, микроклина, нефелина, эвдиалита и рамзаита. Размер зерен в основной массе изменяется от нескольких миллиметров до 3—5 см. В разных пегматитах развитие такой зональности обычно неодинаковое. Внешняя зона, характерная для большинства пегматитов, состоит из эгирина, микроклина, нефелина и эвдиалита. Мощность ее — 20—30 см. Размер зерен — от 0,3 до 3 см.

Зона замещения есть лишь в некоторых пегматитах. Она представлена главным образом скрытокристаллическим и

крупнокристаллическим натролитом и небольшими количествами гакманита, шизолита, марганцевого хлорита, силикофосфатов редких земель*, карбонатапатита, нептунита, микроклина, эгирина. Мощность ее — от 1 до 3 м.

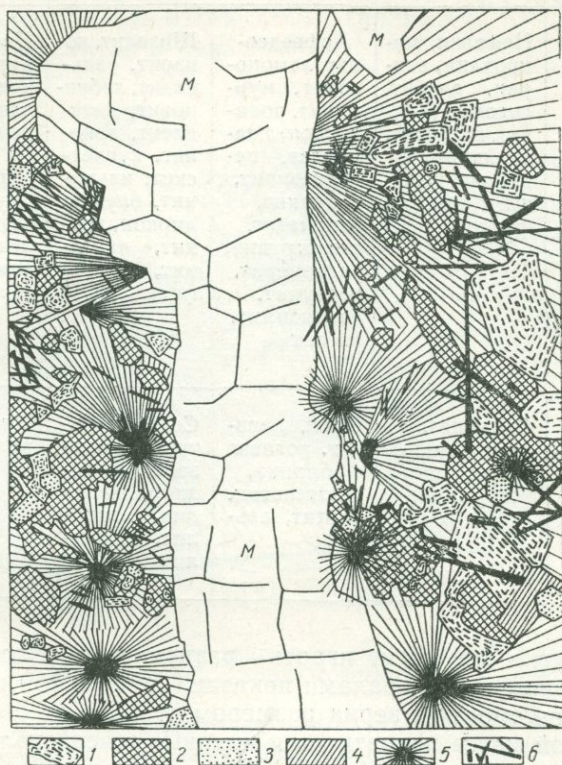


Рис. 159. Блок микроклина (М) в мелкозернистой массе пегматита (по К. А. Власову).
1 — нефелин; 2 — эвдиалит; 3 — рамзаит; 4 — мурманит;
5 — эгирин; 6 — арфведсонит.

Минеральный состав пегматитов щелочных пород приведен в таблице 42.

В пределах пегматитового тела минералы распределены неравномерно, и их содержание на отдельных участках колеблется в значительных пределах — от единичных зерен до почти сплошных скоплений.

Из минералов, упомянутых в таблице 42, только микроклин, эвдиалит и эгирин являются главными во всех пегма-

* Фосфаты, в которых радикал $[\text{PO}_4]^{-3}$ частично замещен $[\text{SiO}_4]^{-4}$.

Минеральный состав щелочных пегматитов

Минералы Подкласс	Главные	Второстепенные	Редкие	Образующие месторождения
Пегматиты чистой линии	Нефелин, микроклин, эгирин, альбит, содалит, усингит, натролит, анальцит, эвдиалит, рамзаит, лампрофиллит	Арфведсонит, ломоносовит, мурманит, полилитионит, таниолит, ненадкевичит, белянкит, энigmatит, стенstrupин, гидроцерит, нептунит, эпидидимит, апатит	Шизолит, лонпарит, эльпидит, лабуяцовит, катаплеит, эвколлит, куплетскит, ильменит, брукиит, циркон, эринит, чкаловит, штаффелит	Нефелин, минералы циркония (эвдиалит — эвколлит), титана и ниобия (рамзаит, мурманит, лампрофиллит), редких земель и тория
Пегматиты линии скрещивания	Ортоклас, манганоильменит, циркон, эгирин	Сфен, апатит, роговая обманка, гентгельвин, биотит, альбит	Содалит, натролит, рамзаит, пироксид, нефелин, эвколлит, эвдиалит	Циркон, пироксид

титах, другие же могут играть разную роль. Соотношение между главными минералами показано на рис. 159 и 160.

Нефелин образует зерна размером от 3 мм до 5 см в мелкозернистой массе пегматитов и крупные гексагонально-призматические выделения (до 20—30 см в сечении) в блоковых зонах. В зоне замещения такие выделения нефелина полностью замещены гакманитом, натролитом (с образованием полных псевдоморфоз натролита по нефелину), реже канкринитом, гиббситом и шпреуштейном. Обычно нефелин содержит включения правильных кристаллов арфведсонита и эгирина. Он имеет четкий идиоморфизм по отношению к микроклин и эвдиалиту (рис. 160). Цвет нефелина зеленовато-серый, буровато-серый.

Количество нефелина в некоторых разновидностях пегматитов (пойкилитовых сиенитах) достигает 20—80%. В большинстве пегматитовых тел нефелин кристаллизовался в наиболее раннюю стадию пегматитового процесса и встречается в периферических зонах. В более поздние стадии формирования пегматитов он замещается содалитом, натро-

литом, усингитом, канкринитом, шпреуштейном, гиббситом, монтмориллонитом, гидромусковитом. Из процессов замещения наиболее широко развиты содалитизация, натролитизация и шпреуштейнизация нефелина.

В нефелине пегматитов установлены повышенные количества циркония (до 0,02% ZrO_2), галлия (до 0,01%), а также стронций, титан и бериллий.

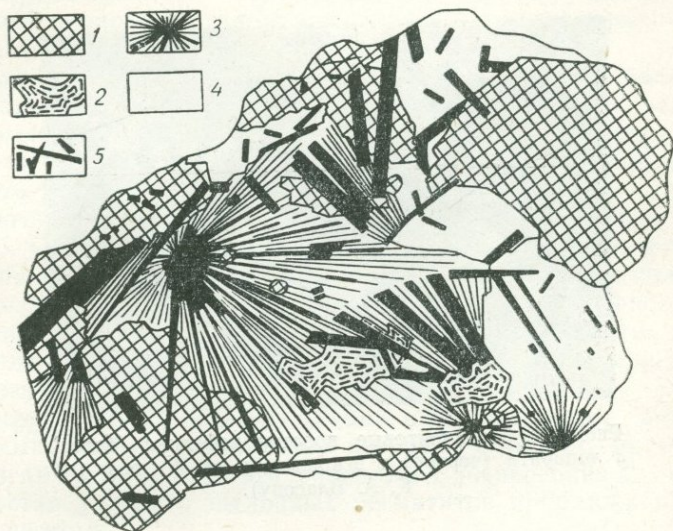


Рис. 160. Соотношение эвидалита (1), нефелина (2), эгирина (3), микроклина (4) и арфведсонита (5) (по К. А. Власову).

Микроклин в пегматитах образует таблитчатые выделения, которые в блоковых полевошпатово-эгириновых зонах могут иметь около 70 см в сечении. Количество его в пегматитах колеблется от 10 до 60%. Цвет микроклина кремово-желтый, серый, зеленоватый. Иногда наблюдаются двойники по альбитовому закону. Микроклин — один из самых ранних минералов пегматитов. На более поздних стадиях формирования пегматитов он замещается разными минералами, из которых особенно развиты альбит, содалит и натролит.

Эгирин — один из главных минералов щелочных пегматитов. Количество его в породе составляет от 10 до 75%. Обычно эгирин образует призматические кристаллы длиной до 15 см. Иногда наблюдаются лучистые, а также спутноволокнистые агрегаты. Цвет эгирина темно-зеленый до черного (а порошок темно-зеленый, травянисто-зеленый до бесцветного).

Относительно других минералов, с которыми он находится вместе, эгирин может быть наиболее ранним, когда он образует идиоморфные выделения (длиннопризматический эгирин). В этих случаях эгирин содержит пойкилитовые вроски нефелина и лопарита (рис. 161). Эгирин выделяется также после нефелина, ранних калиевых полевых шпатов и других высокотемпературных минералов, выполняя промежутки между ними и замещая их. Широко развит про-



Рис. 161. Пойкилитовые вроски нефелина (белое) и лопарита (черное) в эгирине. Ув. в 40 раз (по К. А. Власову).

цесс замещения эгирина арфведсонитом, а также хлоритом, селадонитом и нонтронитом.

Эгирин щелочных пегматитов содержит 65—66% акмитового, 9—14% геденбергитового и около 3% диоксидового компонентов. Из редких элементов в эгирине установлены ванадий (до 0,01% V_2O_5) и незначительные количества Sr, Be, Ba, Sn, Cr, Zp и Ni.

Альбит является главным минералом комплекса замещения пегматитов и образуется за счет микроклина, а также ортоклаза. Его зернистые мономинеральные скопления имеют размер от 8×3 до 30×50 см. В Ловозерском плутоне зернистые скопления альбита напоминают конкреции с пустотами, выполненными глинистыми скоплениями или мелкими кристаллами альбита. Под микроскопом видно, что этот альбит очень мелкозернистый (до скрытокристаллического) с размером зерен от тысячных долей миллиметра до 0,3 мм. Очень редко встречаются розетки пластинчатых кристаллов (до 7 мм) или удлиненно-призматические кристаллы (до 2 мм в длину).

Химический состав альбита щелочных пегматитов обычно соответствует теоретическому.

Содалит в пегматитах образует неправильной формы реликты в натролите и блоки размером до $3 \times 3 \times 2$ м, составляя в отдельных случаях до 20% породы.

Цвет содалита бледно-розовый или серый с зеленоватым оттенком. Разновидность содалита, содержащая серу (гакманит), на свежем изломе ярко-розовая с фиолетовым оттенком, до свекольно-красного. При освещении гакманит быстро теряет свою окраску и становится голубоватым или серым. Состав гакманита соответствует теоретическому.

Содалит и гакманит кристаллизовались после раннего микроклина и эгирина и часто заполняют промежутки между этими минералами. В гидротермальную стадию гакманит замещается натролитом и гиббситом, а также усингитом, канкринитом и анальцимом.

Усингит является характерным минералом щелочных пегматитов. Он образует тонкие прожилки в микроклине, а также крупные выделения до 30 см в сечении, сложенные сплошным мономинеральным агрегатом розового цвета с фиолетовым или сиреневым оттенком. В миаролитовых пустотах среды скопления моноклинных кристаллов встречаются кристаллы усингита псевдокубического габитуса размером до 1 см.

Усингит находится в ассоциации с микроклином, альбитом, гакманитом и натролитом, в которых образует прожилки. Иногда он замещает эти минералы с периферии. Химический состав усингита щелочных пегматитов приближается к теоретическому.

В усингите некоторых месторождений устанавливается присутствие галлия (до 0,031%).

Натролит — важный минерал щелочных пегматитов, количество его в отдельных районах достигает 60%. Образует призматические, радиально-лучистые и игольчатые агрегаты, а также мелкозернистые скопления.

Крупно- и тонкопризматические агрегаты состоят из псевдотетрагональных кристалликов. Отдельные кристаллы достигают 10 см в длину и 6 см в ширину.

Радиально-лучистый натролит образует сферолиты, состоящие из мелких кристалликов (до 1—2 мм длиной). Игольчатый натролит обычно заполняет миаролитовые пустоты, а также пустоты выщелачивания вместе с шабазитом и поздним эгирином. Длина отдельных игольчатых кристаллов достигает 5 мм. Мелкозернистый натролит замещает нефелин, микроклин, гакманит и другие минералы, образуя в них прожилки мощностью до 2 см.

Цвет натролита чаще всего белый, реже сероватый, голубоватый или бледно-розовый.

Химический состав натролита соответствует теоретической формуле. В натролитах щелочных пегматитов установлено до 0,04% галлия и от 0,003 до 0,007% бериллия.

По времени выделения натролит является одним из наиболее поздних минералов. Он выделился после основной массы микроклина, выполняя промежутки между кристаллами этого минерала, но раньше альбита и других минералов стадии замещения.

Анальцит обычно находится в центральных цеолитных зонах или на цеолитизированных участках полевошпатово-эгириновых зон щелочных пегматитов. Для него характерны незначительные тонкозернистые скопления, а также трапецеэдрические кристаллы до 7 см в поперечнике. По времени образования анальцит близок к натролиту и замещает его. Альбит, возникший позднее, образует в анальците прожилки.

Со щелочными пегматитами чистой линии связаны формации нефелина, а также минералов циркония, титана, ниобия, редких земель и тория, которые мы объединяем в одну формацию.

Формация минералов циркония, титана, ниобия, редких земель и тория представлена большим количеством минералов, преимущественно редких, встречающихся почти исключительно в связи со щелочными пегматитами. Из минералов, приведенных в таблице 43, мы рассмотрим лишь группу эвдиалита—эвколита, а также мурманит, рамзаит, лампрофиллит и редкоземельный апатит.

Таблица 43

Минеральный состав формации циркония, титана, ниобия, редких земель и тория

Главные минералы	Второстепенные минералы	
	первичные	вторичные
Эвдиалит—эвколит, мурманит, рамзаит, лампрофиллит, редкоземельный апатит	Циркон, сфен, лопарит, пирохлор, астрофиллит, брукит, рутил, анатаз, марганцоильменит, марганонептунит, нордит, торит, стенструпин, марганостенструпин, гидроцерит, ринколит, ловчоррит, беловит	Мезодиалит, ловозерит, катаплеит, цирфесит, эльпидит, титаноловенит, ломоносвит, ненадкевичит, лабунцовит, куплетскит, герасимовскит, беланкит, энigmatит, нарсарсукит, виноградовит, эринит

Минералы группы эвдиалита—эвколита образуют изоморфный ряд, промежуточным членом которого является мезодиалит.

В щелочных пегматитах из минералов этой группы наиболее распространены эвдиалит и мезодиалит; эвколит встречается очень редко, главным образом как вторичный минерал по мезодиалиту и эвдиалиту. Минералы группы эвдиалита—эвколита образуют выделения округлой формы размером до 2—3 мм в периферических и до 15 см в блоковых зонах.

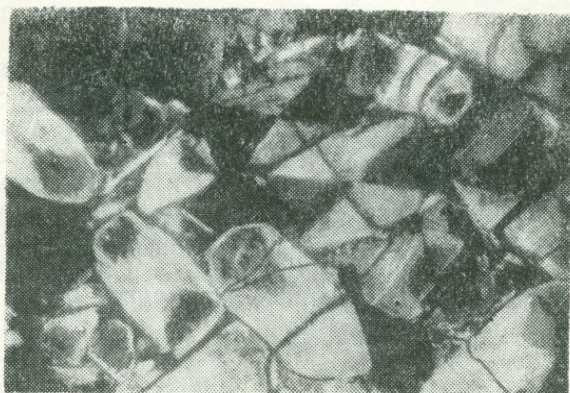


Рис. 162. Зональность эвдиалита типа песочных часов. Ув. в 36,5 раза (по К. А. Власову).

Иногда мономинеральные тонкозернистые скопления этих минералов достигают 3—4 м в длину и 1 м в ширину. Такое явление наблюдается в основном во внешних мелкозернистых и блоковых полевошпатово-эгириновых зонах.

В некоторых пегматитовых телах эвдиалит составляет значительные участки или целые зоны, в которых его содержание достигает 60—90%.

Цвет описываемых минералов розово- и вишнево-красный разных оттенков.

В эвдиалитах некоторых месторождений отмечается зональное или секториальное (в виде песочных часов, рис. 162) строение зерен. Чаще всего внутренняя часть таких кристаллов сложена эвдиалитом, а периферическая — мезодиалитом.

Минералы группы эвдиалита—эвколита, содержащие повышенное количество натрия, находятся в ассоциации с редкоземельными натриевыми минералами (ломносовитом, мурманитом, лампрофиллитом), тогда как члены кальциевой группы находятся в тесном парагенезисе с кальциевыми редкометалльными минералами (лопаритом, апатитом, сфеном).

В пегматитах минералы группы эвдиалита—эвколита кристаллизуются главным образом в период формирования внешних мелкозернистых и полевошпатово-эгириновых зон почти одновременно с рамзаитом, несколько раньше мурманита и ранних калиевых полевых шпатов. Относительно нефелина, эгирина и арфведсонита они ксеноморфные, а относительно микроклина — иногда идиоморфные, однако чаще заполняют промежутки между его кристаллами.

Минералы группы эвдиалита—эвколита в гидротермальную стадию замещаются катаплетитом, эльпидитом, ловозеритом и особенно часто цирфеситом — конечным продуктом изменения эвдиалита в гипергенных условиях.

Мурманит — очень распространенный минерал щелочных пегматитов. Наблюдается он в виде пластинчатых скоплений размером до 5—8 см или лучистых сростков кристаллов. На некоторых участках пегматитов, в основном во внешних мелкозернистых полевошпатово-эгириновых зонах, мурманит образует мономинеральные скопления, имеющие в сечении свыше 10 см. Цвет мурманита сиренево-розовый или ярко-розовый. Относительно эгирина, нефелина, микроклина, эвдиалита, рамзаита и лампрофиллита мурманит обычно ксеноморфен.

В некоторых пегматитах Ловозерского плутона встречается вторичный мурманит, который образуется за счет ломоносовита. В гипергенных условиях по мурманиту развиваются белянкит и разные охры.

Рамзаит, главный минерал некоторых щелочных пегматитов, обычно локализуется в полевошпатово-эгириновых зонах вместе с микроклином, арфведсонитом, а также с эвдиалитом и эгирином, выполняя промежутки между микроклином и арфведсонитом. Встречается главным образом в виде пластинчатых и мелкозернистых скоплений, представлен кристаллами и волокнистыми агрегатами. Кристаллы рамзаита могут достигать 6 см в длину и обычно вытянуты вдоль оси *z*. Цвет рамзаита темно-коричневый, буроватый, светло-коричневый. В пегматитах с резко выраженной альбитизацией альбит образует в рамзаите пойкилитовые вросстки (рис. 163). Рамзаит может замещаться нептунитом и лейкоксеном.

Лампрофиллит широко развит в щелочных пегматитах в виде длиннопризматических и пластинчатых кристаллов размером до 3 см, а также сноповидных сростков пластинчатых кристаллов, размещенных в блоковых полевошпатово-эгириновых зонах. Цвет минерала темно-бурый, буровато-желтый и соломенно-желтый.

Лампрофиллит тесно ассоциирует с рамзаитом, эвдиалитом, нефелином и эгирином. В пегматитах он является одним из ранних минералов. Обычно лампрофиллит более идио-

морфен, нежели рамзаит и эвдиалит, и часто включен в краевые части микроклина. В процессе изменения лампрофиллит замещается лейкоксеном.

Редкоземельный апатит в щелочных пегматитах представлен фторапатитом. Он образует короткостолбчатые гексагонально-призматические кристаллы светло-зеленого цвета размером до 10 см или значительные мономинеральные выделения неправильной формы размером до 50 см в диаметре. Иногда апатит наблюдается в виде радиально-лучис-

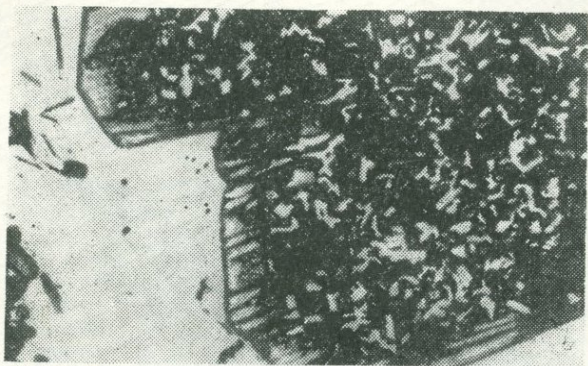


Рис. 163. Пойкилитовые включения альбита в рамзаите. Ув. в 36,5 раза (по К. А. Власову).

тых сростаний, а также заполняет пустоты в друзах натролита. Химический состав редкоземельного апатита соответствует теоретической формуле.

В апатитах щелочных пегматитов содержится до 3,20% редких земель (TR_2O_3) и 5,50% SrO. Редкие земли в апатитах представлены цериевой группой.

В апатитах некоторых месторождений плотность и показатели преломления увеличиваются с повышением содержания редких земель.

Апатит локализуется в центральных частях пегматитовых тел в виде включений правильных идиоморфных кристаллов в призматическом натролите, так как выделяется позднее нефелина, микроклина, эгирина, арфведсонита, эвдиалита и других минералов, которые составляют внешние зоны пегматитовых тел.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛИНИИ СКРЕЩИВАНИЯ

Щелочные пегматиты линии скрещивания возникают вследствие ассимиляции вмещающих пород (гранито-гнейсы, основные породы) пегматитовым расплавом-раствором,

который внедряется по трещинам. При этом вместо эвдиалита и сложных титаносиликатов образуются циркон и ильменит.

Мощность щелочных пегматитов линии скрещивания — от нескольких сантиметров до 2 м.

В крупных жилах наблюдается симметрично-зональное строение. Приконтактные зоны состоят из ортоклаза (40—

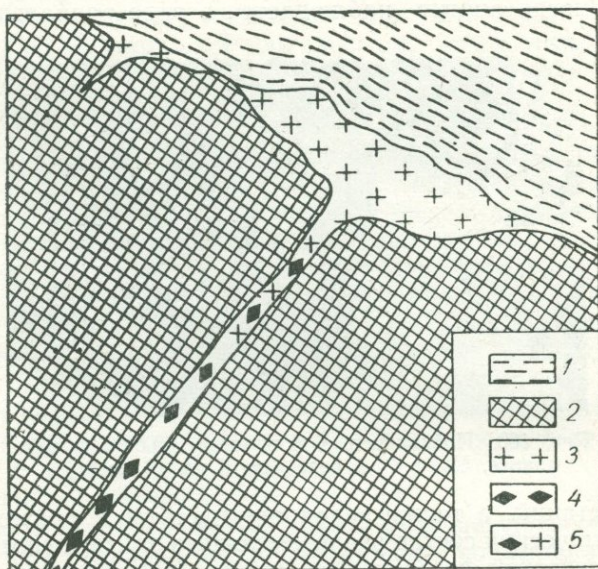


Рис. 164. Соотношение пегматитов линии скрещивания с пегматитами чистой линии (по К. А. Власову).

1 — порфиридные эвдиалитовые луавриты; 2 — девонские авгит-порфиры; 3 — щелочные пегматиты чистой линии; 4 — пегматиты линии скрещивания; 5 — переходная зона.

50%), манганоильменита (20—30%), циркона (20—25%) и эгирина (3—5%). Центральная зона мощностью до 5—10 см состоит в основном из ортоклаза (около 90%) с незначительным количеством содалита, гентгельвина и апатита. Иногда пегматиты линии скрещивания постепенно переходят в пегматиты чистой линии (рис. 164).

Минеральный состав щелочных пегматитов линии скрещивания приведен в таблице 39 (стр. 227).

Ортоклаз составляет основную часть пегматитов линии скрещивания (40—90% породы). Он образует таблитчатые кристаллы белого цвета, расположенные перпендикулярно зальбандам.

Манганоильменит локализуется в призальбандовых участках пегматитовых тел и находится в тесной ассоциации с

цирконом. Его количество в отдельных жилах достигает 30%. Манганоильменит образует тонкопластинчатые кристаллы смолисто-черного цвета, которые также размещаются перпендикулярно зальбандам. Длина кристаллов иногда достигает 2 см, толщина — от 0,1 до 2 мм. Манганоильменит — один из наиболее ранних минералов. Его идиоморфные кристаллы наблюдаются в качестве включений в ортоклазе, эгирине, роговой обманке и цирконе.

Химический состав манганоильменита соответствует формуле $(Mn, Fe)TiO_3$ с содержанием $MnTiO_3$ до 35%. $(Nb, Ta)_2O_5$ составляет до 1,5%.

Эгирин образует длиннопризматические кристаллы темно-зеленого цвета, которые чаще всего локализуются в приконтактных зонах пегматитовых жил. Количество эгирита в отдельных жилах достигает 10%. Кристаллы его имеют до 2 см в длину и размещаются перпендикулярно зальбандам. Они обычно включены в ортоклаз и, в свою очередь, содержат включения кристаллов циркона, манганоильменита и апатита.

Со щелочными пегматитами линии скрещивания связаны минеральные формации циркона и пирохлора, которые мы объединяем в одну циркон-пирохлоровую формацию.

Циркон относится к главным минералам щелочных пегматитов линии скрещивания. Его количество в отдельных жилах колеблется обычно от 1 до 20%. Главная масса циркона находится в приконтактной зоне. По мере удаления от контакта количество циркона уменьшается, и в центральных частях жил он чаще всего отсутствует. Циркон наблюдается в виде сростков кристаллов размером 0,1—0,6 см светло-коричневого, реже светло-бурого цвета. Для циркона характерно повышенное количество ThO_2 и TR_2O_3 . Среди редких земель резко доминируют иттрий и редкие земли его группы.

Циркон является одним из ранних минералов пегматитов линии скрещивания. Включения его идиоморфных кристаллов наблюдаются в ортоклазе, эгирине и роговой обманке. Тонкие пластинчатые выделения манганоильменита находятся в кристаллах циркона. Иногда циркон встречается

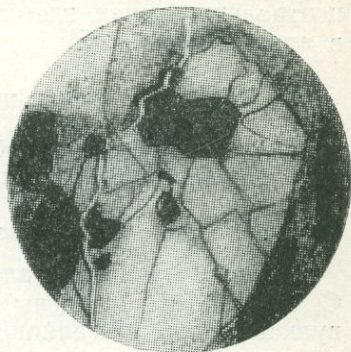


Рис. 165. Пирохлор (черное) в апатите. Ув. в 30 раз (по К. А. Власову).

вместе с эвдиалитом, который всегда ксеноморфен относительно циркона.

Пирохлор отмечается в пегматитах в виде мелких красновато-коричневых зерен размером 0,5—1 мм или коричневых кристаллов октаэдрического и кубического габитуса, имеющих до 2 мм в сечении.

Пирохлор локализуется или в краевых зонах в виде отдельных кристаллов, включенных в другие минералы, или в центральных зонах, где часто может образовывать скопления в апатите (рис. 165).

Класс минералов пневматолитовых образований

К пневматолитовым образованиям относятся вулканические эксгаляции, собственно пневматолиты и скарны.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСГАЛЯЦИЙ

Классификация эксгаляций и их химический состав по С. И. Набоко приведены в таблице 44. В составе продуктов вулканических эксгаляций отмечены 152 минерала, среди которых преобладают сульфаты, хлориды и окислы (68% всего состава этих образований). Главные минералы эксгаляций приведены в таблице 45.

Особенностью морфологии минералов вулканического происхождения является их землистость или чрезмерно мелкая кристалличность. В большинстве это тонкие налеты, землистые агрегаты на лавах, а иногда отдельные мелкие кристаллы или друзы в пустотах лав. Из минералов, перечисленных в таблице 45, только сера (Курильские острова, Камчатка, Япония, Чили) и сассолин (Италия, Тибет, Кавказ) образуют более или менее значительные месторождения.

Самородная сера — важнейший минерал вулканических эксгаляций. Она образует чаще всего налеты и мелкие кристаллы на вулканических продуктах. Вначале сера выделяется при кристаллизации из первых, наиболее горячих сухих фумарольных газов вулканических извержений. При спаде температуры, когда значительную роль в минералообразовании начинает играть кислород, сера частично переходит в SO_2 . Затем появляется H_2S и сульфаты. Здесь самородная сера до некоторой степени является продуктом химических реакций ($\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S} = 2\text{H}_2\text{O} + 3\text{S}$; $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$).

Значительные количества такой серы образуются в так называемых сольфатарах (сернистых фумаролах). Самородная сера находится здесь вместе с сульфатами (гипсом, квасцами, галотрихитом), а иногда с реальгаром. Она выделяется в виде пылевидных продуктов, которые легко переносятся с места на место.

Классификация вулканических эксгаляций
(по С. И. Набоко)

Тип эксгаляции	Место выделения	Температура (°C)	Химический состав
Из магмы на поверхности	Из кратера в момент извержения	Высокая	Мало данных. Очевидно, H ₂ O, H ₂ , CO, H ₂ S, SO ₂ , HCl, HF и др.
	Из лавовых масс над выводящим каналом	Переменная	1) Фумаролы галоидной стадии: H ₂ O, H ₂ , CO, HCl, HF, SO ₂ , NH ₄ Cl; галогениды и сульфаты Na, K, Fe, Cu и др. 2) Фумаролы серной стадии: H ₂ O, CO ₂ , H ₂ , SO ₂ , H ₂ S; сульфаты Na, K, Ca и др. 3) Фумаролы углекислой стадии: H ₂ O, CO ₂ , следы H ₂ S 4) Фумаролы паро-водной стадии: пары H ₂ O
		1200—700	1) Фумаролы из расплавленной лавы: H ₂ O, H ₂ , CO, HCl, HF, S, SO ₂ , H ₂ S; галогениды и сульфаты Na, K, Fe; окислы Si, Cu, Fe
		500—300	2) Фумаролы из застывающей лавы: а) солевые фумаролы: NaCl, KCl, FeCl ₃ , NH ₄ Cl, Na ₂ SO ₄ , K ₂ SO ₄ , CuSO ₄ и др. б) нашатырные фумаролы: NH ₄ Cl, FeCl ₃ в) паро-водные фумаролы
Из лавовых масс, оторвавшихся от выводящего канала	300—200	3) Фумаролы углекислой стадии	
Из магмы на глубине	Кальдеры, кратеры, склоны вулканов	Выше критической температуры воды	1) Фумаролы галоидной стадии; 2) Фумаролы серной стадии; 3) Фумаролы углекислой стадии
		Близкая к критической температуре воды	1) Сольфатары: пары H ₂ O, CO ₂ , SO ₂ , H ₂ S, H ₂ SO ₄ 2) Мофетты: водяной пар, CO ₂ , H ₂ S 3) Паро-водные течения, водяной пар
		Ниже критической температуры воды	Гидросольфатары: водяной пар, CO ₂ , CH ₄ , H ₂ S

Главные минералы вулканических эксгаляций

Генетические группы минералов	Условия образования	Минералы	
		главные	второстепенные
Пневматолитовые	Кристаллизация непосредственно из газов при их охлаждении	Сера, галит, сильвин, тенардит, глазерит, ангидрит, тридимит, сассолин	Молизит, хлоралюминит, хлормагnezит, реальгар, аурипигмент
	В результате реакций: а) в вулканических газах	Сера, гематит, пирит, тенорит	Ковеллин, сфалерит, галенит, реальгар, аурипигмент, кальцит
	б) вулканических газов с газами атмосферы	Нашатырь	
Метасоматические	Взаимодействие газов с породами	Флюорит	Ральстонит
	Взаимодействие конденсатов с породами	Гипс, галотрихит, алюноген, квасцы, мелантерит, алуниг	
Вторичные	Влияние фумарольных газов на минералы возгона	Магнетит, пирит	
	Дегидратация	Ангидрит, гексагидрит, бассанит	
	Гидратация, окисление	Лимонит	

В вулканических районах можно часто видеть потоки жидкой серы (Канарские острова). Очевидно, это расплавившаяся твердая сера, выпавшая во время извержения.

На камчатских и курильских действующих вулканах встречено несколько разновидностей серы:

1) расплавленная, образующаяся в нишах и устьях некоторых фумарол с температурой выше 100°C и стекающая потоками;

2) сублимационная, которая оседает при охлаждении газов, содержащих пары серы;

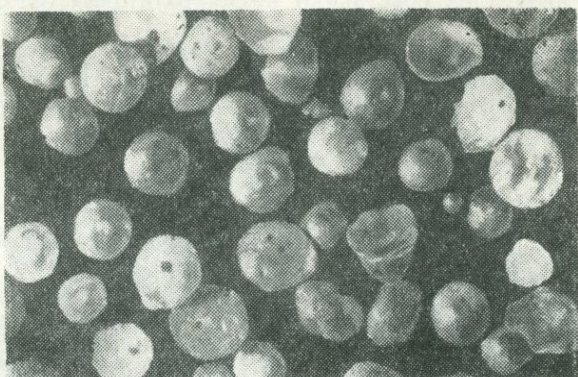


Рис. 166. Каплевидная сера. Ув. в 4,5 раза
(по С. И. Набоко).

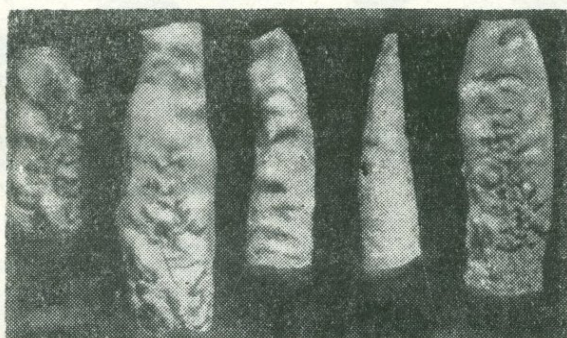


Рис. 167. Сталактиты серы. Нат. величина
(по С. И. Набоко).

3) реакционная, оседающая из газов в результате реакции вулканических газов между собой и с кислородом воздуха.

Обычно сера скапливается вблизи выходов газов, где образует бугры, трубы, корки, окантовки, друзы, налеты вокруг газовых струй, а также потоки разных форм, которые возникают при застывании жидкой серы. Интересны каплевидные формы серы (рис. 166), образующиеся при застывании фонтанирующей серы, сталактиты над газовыми струями (рис. 167) и сернистая пыль, выпадающая из обогащенных серой струй.

Вулканическая сера обычно светло-желтая. Переплавленная сера окрашена в более густой желтый цвет. Примеси селена придают ей оранжевый цвет, а органические вещества — зеленый и бурый.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ СОБСТВЕННО ПНЕВМАТОЛИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Собственно пневматолитовые образования, как уже указывалось, во многих случаях трудно отделить от гидротермальных, которые возникают при высоких температурах (месторождения касситерита, вольфрамита и др.), и поэтому

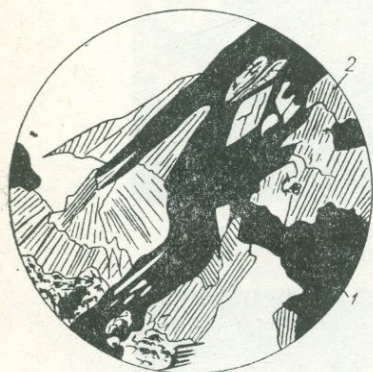


Рис. 168. Срастание графита (1) с мусковитом (2) в одном из цейлонских месторождений. Ув. в 15 раз.



Рис. 169. Характер распределения графита в породе одного из цейлонских месторождений. Ув. в 15 раз.

мы рассмотрим их в связи с высокотемпературными гидротермальными ассоциациями. Среди собственно пневматолитовых образований мы опишем только графитовую, флогопит-диопсид-апатитовую и топаз-берилловую формации.

Графитовая формация представляет собой жилы разной мощности (10—125 см) в гранулитовых массивах. Кроме графита, здесь находятся также кварц, пирит и мусковит. Графит представлен зернистыми разновидностями. Зерна его тесно срастаются с мусковитом (рис. 168) или равномерно рассеяны во вмещающей породе (рис. 169).

Содержание графита в рудной массе отдельных месторождений разное. Например, в цейлонских месторождениях он составляет около 50%.

Пневматолитовые графитовые месторождения образуются в результате разложения летучих углеводородных соединений органического и неорганического происхождения с дальнейшим отложением графита в трещинах в виде жил.

Флогопит-диопсид-апатитовая формация образует жилы с характерным полосчатым строением в докембрийских кристаллических сланцах. Длина отдельных жил достигает 130 м, мощность — 20 м.

Главную роль во флогопитовых жилах играют диопсид, скаполит, флогопит, кальцит и апатит (рис. 170). Из второстепенных минералов встречаются тремолит, актинолит, глаукоцит, циркон, сфен, барит, пирротин, пирит, магнетит, рутил, кварц, турмалин.

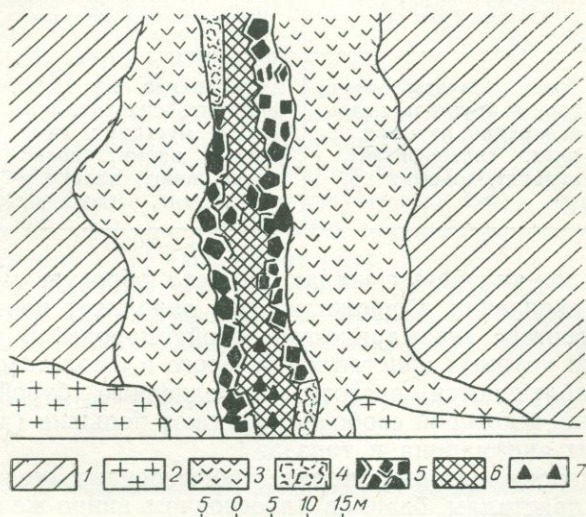


Рис. 170. Флогопитовая жила Слюдянского месторождения (по П. В. Калинин).

1 — пироксеново-амфиболовый гнейс; 2 — пегматит; 3 — контактовая диопсидово-скаполитовая зона; 4 — кристаллы диопсида и скаполита; 5 — флогопит; 6 — кальцит; 7 — апатит.

Непосредственно на контакте жилы с вмещающей пироксено-амфиболовой породой развивается небольшая зона, сложенная диопсидом, скаполитом, мелкими чешуйками флогопита, кальцитом и апатитом. Далее расположена зона с крупными кристаллами диопсида и скаполита длиной 2—5 см, за ней — кальцитово-флогопитовая зона, сложенная большими боченкообразными кристаллами флогопита. Центральная часть жилы выполнена кальцитом и апатитом.

Топаз-берилловая формация характерна для кислых гранитоидов более поздних этапов интрузивного цикла геосинклинальных зон. Во многих случаях эта формация пространственно и генетически связана с кварц-касситеритовой и тоже образует жилы, штокверки, штоки и грейзенизированные участки.

Минеральный состав этой формации (табл. 46) определяется в основном четырьмя минералами — топазом, кварцем, бериллом и сидерофиллитом (разновидность лепидомелана со значительным избытком против формулы Fe_2O_3). Распределение минералов в жильных телах в большинстве случаев гнездовидное, очень неравномерное.

Таблица 46

Минеральный состав топаз-берилловой формации

Главные Минералы	Второстепенные минералы
Топаз, дымчатый кварц, горный хрусталь, кварц, аквамарин, изумруд, берилл, сидерофиллит, кальцит, доломит	Арсенопирит, ферберит, флюорит, сидерит, висмутин, мусковит, самородный висмут, молибденит, пирит, халькопирит, апатит, барит

В берилл-кварцевых жилах берилл образует мономинеральные скопления и прожилки или заполняет центральные части в составе аквамарино-топазовой породы. В раздувах жил среди крупных кристаллов зеленого и фиолетового флюорита наблюдаются пустоты, выполненные бурой глинистой массой, в которой свободно залегают большие (до 10 см) кристаллы аквамарина и топаза.

В сидерофиллитовых жилах, обогащенных железом, отдельные кристаллы берилла (в основном винно-желтая разновидность — гелиодор) рассеяны в плотном агрегате жильного тела. В месторождении Мусо (Колумбия) берилл залегает в кальцит-доломитовых жилах. Кристаллы его длиной 2—3 см в большинстве изумрудно-зеленого цвета, который изменяется от темно-зеленого до почти белого.

Топаз иногда встречается в друзах вместе с кристаллами дымчатого кварца и берилла. Обычно он бесцветный, желтый или синевато-белый. Отдельные кристаллы бывают значительных размеров (иногда весом в 13 кг). Чаще всего топаз входит в состав кварцево-топазовых и кварцево-слюдисто-топазовых грейзенов (до 75—80% состава породы). Здесь топаз образует зернистые, столбчатые и игольчатые агрегаты.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ СКАРНОВ

Скарнами называются породы, которые состоят из граната ряда гроссуляр—андрадит, пироксена ряда диопсид—геденбергит, а также некоторых других известково-железистых силикатов, образованных в процессе высокотемператур-

ного метасоматического замещения на контакте известняков и силикатных пород в условиях небольших и средних глубин. Различают простые и сложные скарны.

Простые скарны состоят из граната и пироксена и содержат примеси волластонита, везувиана и скаполита. Возникают они на наиболее раннем высокотемпературном этапе минерализации, и с ними почти не связаны месторождения полезных ископаемых.

Сложные скарны образуются путем изменения простых в последующие этапы метасоматоза при более низких температурах. В них появляются магнетит, эпидот и актинолит. Со сложными скарнами связан ряд так называемых «скарновых» минеральных формаций.

Скарновые образования находятся в пределах складчатых поясов вблизи кислых или относительно кислых интрузий, которые застыли на небольших глубинах во вмещающих карбонатных породах. Скарны могут залегать и в зоне непосредственного контакта интрузивных тел с карбонатными породами или во вмещающих породах на незначительном отдалении (200—400 м) от интрузий.

Размер скарновых тел изменяется в довольно широких пределах: от 1,5—2,5 км по простиранию при мощности около 200 м до 220—500 м по простиранию при мощности 10—60 м.

Минеральный состав скарнов приведен в таблице 47.

Таблица 47

Минеральный состав скарновых образований

Нерудные минералы		Рудные минералы	
главные	второстепенные	главные	второстепенные
Гранат, пироксен, везувиан, волластонит, скаполит	Тальк, хризотил-асбест, серпофит, амфиболит, эпидот, кварц, ильваит, аксинит, людовигит, родонит, бустамит	Магнетит, шеелит, халькопирит, сфалерит, галенит	Гематит, молибденит, пирит, халькопирит, пирротин, кобальтин, гельвин, касситерит, висмутин, самородное золото, коппит

Среди скарнов можно выделить следующие формации: магнетитовую, шеелитовую, халькопиритовую, скарновую галенит-сфалеритовую и франклинит-цинкит-родонитовую.

В магнетитовой формации главную роль играет магнетит. Он находится в ассоциации с другими рудными

минералами, по которым можно выделить несколько видов (табл. 48). В других скарновых месторождениях магнетит является постоянным второстепенным минералом.

Т а б л и ц а 48

Минеральный состав магнетитовой формации

Виды формации	Нерудные минералы		Рудные минералы	
	главные	второстепенные	главные	второстепенные
Гематитовый	Гранат, пироксен	Роговая обманка, хлорит, кальцит, эпидот	Магнетит	Гематит, пирит, халькопирит
Гельвиновый		Флюорит, кварц, хлорит, везувин		Гельвин, пирит, сфалерит
Кобальтовый		Роговая обманка, кварц		Кобальтин, пирит, халькопирит, сфалерит, гематит

На примере скарнов Среднего и Северного Урала Л. Н. Овчинников показал, что в месторождениях этой формации, кроме первичного магнетита, распространен также магнетит (мушкетовит), возникающий при восстановлении гематита (рис. 171). К наиболее ранним относится магнетит, возникший при нормальном ходе процесса минералообразования, который образует магнетитовые руды.

Для магнетита характерны агрегаты из идиоморфных зерен, реже он выполняет промежутки между другими минералами. В месторождении горы Благодать среди мелкозернистой основной массы магнетита выделяются идиоморфные кристаллы этого минерала.

В некоторых месторождениях магнетит образует ритмически-полосчатые чередования с гранатом, кальцитом, апатитом и сульфидами. Размер его зерен не превышает нескольких миллиметров и только в отдельных случаях встречаются хорошо образованные октаэдрические кристаллы размером до 1—3, реже до 4 см. При электротравлении в зернах магнетита часто обнаруживается зональное строение (рис. 172).

Магнетит находится в тесной ассоциации с гранатом, замещая его, а также с роговой обманкой, хлоритом, кальцитом, иногда с сульфидами.

В месторождениях гельвинового вида магнетитовой формации наряду с массивными магнетито-андрадитовыми рудами встречаются полосчатые разновидности, в которых полосы, обогащенные магнетитом (толщиной 0,2—10 мм), чередуются с флюоритово-гельвиновыми мощностью до 2 мм.

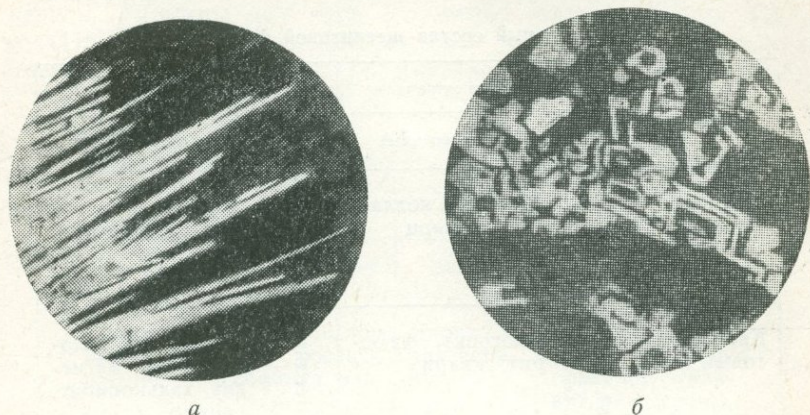


Рис. 171. Замещение гематита магнетитом (по Л. Н. Овчинникову).
a — мушкетовитизация гематита (белое). Ув. в 56 раз; *б* — скелетные псевдоморфозы магнетита (белое) по гематиту. Ув. в 284,5 раза.

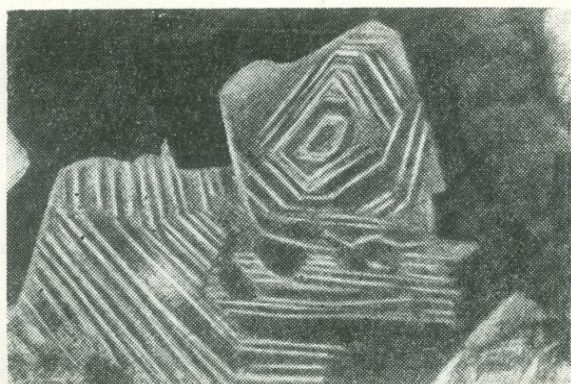


Рис. 172. Зональное строение зерен магнетита.
 Ув. в 176 раз.

Тонкокристаллические агрегаты гельвина встречаются вместе с флюоритом в полосчатых магнетит-флюорит-гельвиновых зонах (рис. 173). Количество гельвина здесь колеблется от следов до 24%. В жеодах были встречены кристаллы этого минерала размером до 4 мм, имеющие тетраэдрический габитус.

Главную роль в шеелитовой формации играет шеелит, находящийся в ассоциации со второстепенными минералами, по которым можно выделить несколько видов этой формации (табл. 49).

Таблица 49

Минеральный состав шеелитовой формации

Виды формации	Нерудные минералы		Рудные минералы	
	главные	второстепенные	главные	второстепенные
Молибденитовый	Гранат, пироксен	Безувиан, волластонит, кварц	Шеелит	Молибденит, пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит
Касситеритовый		Флогопит, флюорит, кварц		Касситерит, молибденит, магнетит, халькопирит, пирит
Самородного золота		Кварц		Самородное золото, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин

Шеелит образует преимущественно неправильные зерна, откладываясь в промежутках между зернами граната и пироксена. Реже он имеет идиоморфные ограничения, еще реже встречается в виде правильных бипирамидальных кристаллов. Размер зерен шеелита разнообразный. Чаще всего встречаются зерна, имеющие в поперечнике десятые и сотые доли миллиметра, реже — до 20—30 мм.

В шеелитах скарновых месторождений наблюдаются примеси молибдена (до 8%). С шеелитом связаны молибденит, касситерит, самородное золото и другие второстепенные минералы.

Халькопиритовая формация наиболее типично представлена в Турьинских рудниках на Урале (табл. 50). В этой формации халькопирит является главным минералом меди. Находится обычно в ассоциации с пирротинитом, пиритом, а также с магнетитом, образуя в нем прожилки. Для халькопирита характерна связь с более ранним актинолитом, который в виде неправильных призматических зерен и иголок местами переполняет выделения халькопирита, и с кальцитом, образующим в халькопирите своеобразные ре-

щетчатые формы (рис. 174). Халькопирит составляет сплошные халькопиритовые тела, а также встречается в виде вкрапленников в разных скарных зонах.

Скарновая галенит-сфалеритовая формация характеризуется широким развитием галенита и сфалерита. Типичны для этой формации месторождения Тетюхе (Приморье). Представлены они геденбергитово-сульфидными скарнами (табл. 51), состоящими из радиально-лу-

Таблица 50

Минеральный состав месторождений Турьинских рудников

Нерудные минералы		Рудные минералы	
главные	второстепенные	главные	второстепенные
Гранаты, пироксены	Везувиан, эпидот, роговая обманка, ильваит	Пирит, халькопирит	Магнетит, пирротин, гематит, сфалерит, галенит, молибденит, кобальтин, мушкетовит, магнетит

Таблица 51

Минеральный состав месторождений Тетюхе

Нерудные минералы		Рудные минералы	
главные	второстепенные	главные	второстепенные
Геденбергит, кальцит, кварц	Аксинит, гранат, ильваит, флюорит, даптолит, сидерит, эпидот	Сфалерит, галенит	Пирротин, халькопирит, арсенипирит, пирит, марказит, магнетит, кубанит, тетраэдрит, висмутин

чистых агрегатов геденбергита. Сульфиды образуют вкрапленность в геденбергитовой массе и замещают геденбергит вдоль лучей или концентрических поверхностей сферических геденбергитовых выделений. Замещающий геденбергит, сульфиды часто наследуют формы геденбергитовых агрегатов (рис. 175). При этом наблюдаются тонкие псевдоморфозы сфалерита, в отличие от которого галенит образует агрегаты радиально-лучистого строения с более грубыми контурами.

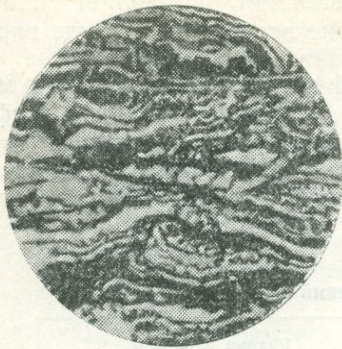


Рис. 173. Полосчатая магнетит-флюорит-гельвиновая руда. Ув. в 10 раз (по Е. Д. Карповой и А. Г. Иващенко).

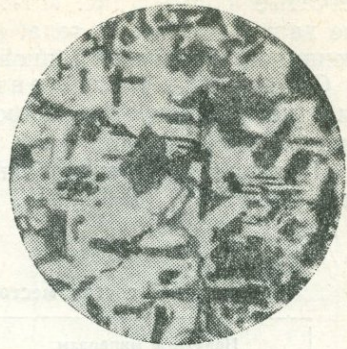


Рис. 174. Решетка кальцита (черное) в халькопирите. Ув. в 147 раз (по Л. Н. Овчинникову).

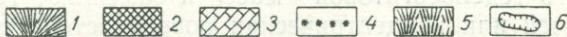
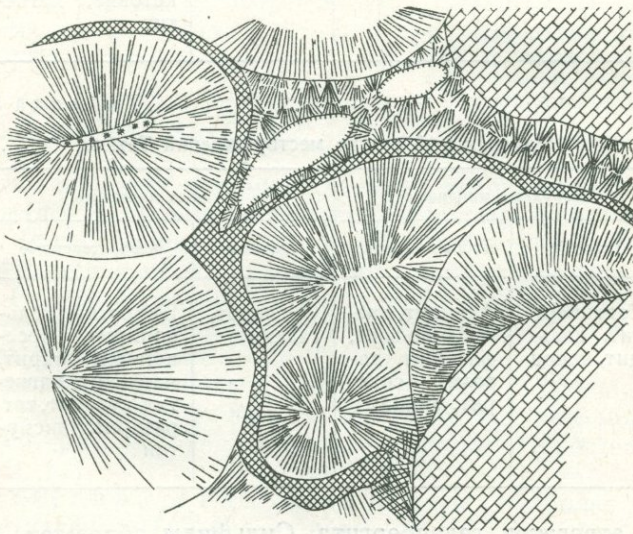


рис. 175. Выделение сфалерита между сферами геденбергита (по Л. Н. Хетчикову).

1 — геденбергит крупноручейный; 2 — сфалерит; 3 — известняк; 4 — геденбергит короткоручейный и плотный; 5 — геденбергит средноручейный до длинноручейного в виде розеток; 6 — открытые пустоты.

Сфалериту свойственны сплошные выделения, вкрапленность, прожилки, а также крупнокристаллические полосы и лучистые агрегаты. В зависимости от цвета различают три разновидности этого минерала — коричневую, черную и светло-желтую. Наиболее распространены коричневая (содержание Fe — 8,20%) и черная (содержание Fe — 12,52%) разновидности. Иногда встречаются кристаллы сфалерита тетраэдрического габитуса. Размер отдельных зерен сфалерита колеблется от 0,01—0,1 до 1—5 мм.

Под микроскопом в сфалерите обычно наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита и пирротина, особенно ярко проявляющаяся вблизи границы сфалерита с этими минералами.

Галенит образует тонкие прожилки, мелкую вкрапленность, а также почти мономинеральные линзовидные и жилкообразные участки сплошных руд. Кроме того, отмечаются полосы лучистого и зернистого галенита. Часто этот минерал окаймляет зерна сфалерита. Галенит сильно корродирует геденбергит, арсенопирит и другие минералы. Он встречается также в виде кристаллов, имеющих до 15 см в поперечнике и представляющих собой комбинацию куба и октаэдра. По химическому составу различают две разновидности галенита: с повышенным содержанием висмута (до 2% и выше) и без висмута.

Сфалерит и галенит часто образуют полосчатые руды, в которых тонкие полосы галенита и сфалерита чередуются с карбонатами. В галенит-сфалеритовых полосах эти минералы в основном имеют зональное строение.

Примером франклинит-цинкит-родонитовой формации может служить месторождение Франклин-Фернес (Нью-Джерси, США). Среди перекристаллизованного известняка здесь располагается рудная зона, сложенная франклинитом, самородным висмутом, трооститом, цинкитом и хлоантитом, а также нерудными минералами — пироксенном, роговой обманкой, полевым шпатом и родонитом.

Класс минералов гидротермальных образований

Гидротермальные минеральные месторождения образуются из водно-жидкой фазы остаточного раствора. Они могут формироваться при непосредственном выпадении вещества в трещинах и пустотах или откладываются метасоматическим путем, замещая минералы боковых пород на пути циркуляции растворов.

В гидротермальных образованиях выделяются подклассы высокой, средней и низкой температуры, а по глубине залегания — отделы больших и средних глубин и малых

глубин большие глубины — свыше 3 км, средние — 1,5—3 км, малые — 1,5 км от земной поверхности).

В таблице 52 приводится минеральный состав класса гидротермальных образований соответственно температуре их формирования.

ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Значительное количество высокотемпературных минералов характеризуется присутствием летучих компонентов. Следовательно, в их образовании участвовали пневматолитовые растворы. Так как пока нет оснований утверждать, что целые комплексы сформировались пневматолитовым путем, мы рассматриваем все минералы, которые могли возникнуть из газовых растворов, вместе с гидротермальными высокотемпературными образованиями. К минералам, содержащим летучие компоненты, относятся турмалин, топаз, берилл, графит, флогопит.

Среди высокотемпературных образований можно выделить следующие формации:

Отдел больших и средних глубин: золото-кварцевая и золото-арсенопиритовая; кварц-касситеритовая; кварц-вольфрамит-молибденитовая; галенит-сфалерит-аргентитовая (полиметаллическая).

Отдел малых глубин: касситерит-вольфрамит-висмутиновая; халькопирит-касситерит-турмалиновая; магнетит-гематитовая.

Золото-кварцевая и золото-арсенопиритовая формация генетически тесно связана с гранитами и гранодиоритами. Минеральные тела этой формации имеют форму жил, линзовидных образований или отдельных кварцевых выделений, по виду иногда близких к штокверкам.

Основным минералом этой формации является кварц с незначительной примесью (не больше 10%) сульфидов, преимущественно пирита и арсенопирита. В незначительных количествах присутствуют галенит, халькопирит, сфалерит, вольфрамит, молибденит, пирротин, блеклые руды.

Золото встречается в тонкорассеянном состоянии или в виде незначительных зерен, чешуек, жилок, вытянутых волоочных форм, скелетообразных сростков. Иногда встречаются значительные скопления (самородки), размер которых достигает нескольких килограммов. Золото может быть рассеяно непосредственно в кварце, образуя в нем прожилки и выделяясь между его зернами (рис. 176). Оно также тесно связано с сульфидами (пиритом и арсенопиритом), замещая их или рассеиваясь в них и образуя золотоносные разновидности этих минералов.

Минеральный состав класса гидротермальных образований

Месторождения	Жильные минералы	Рудные минералы	Минералы, образующие месторождения	Характер изменения боковых пород
Высокотемпературные	Кварц, полевые шпаты, мусковит, литиевые слюды, флюорит, скаполит, амфибол, гранат, турмалин, топаз, берилл	Магнетит, гематит, пирротин, пирит, касситерит, вольфрамит, гюбнерит, шеелит, молибденит, висмутин, арсенопирит, золото, халькопирит	Галенит, магнетит, касситерит, гюбнерит, вольфрамит, молибденит, висмутин, золото, халькопирит, топаз, берилл, флогопит, графит	Грейзенизация, скарнирование, топазизация, турмалинизация
Среднетемпературные	Кварц, кальцит, доломит, сидерит, анкерит, родохрозит, барит, адуляр	Золото, серебро, гематит, пирит, арсенопирит, халькопирит, энаргит, борнит, тетраэдрит, теннантит, галенит, сфалерит, сульфоарсениты и сульфоантимониты свинца и цинка, никелин, кобальтин, арсениды и сульфоарсениды никеля и кобальта, урановая смола, касситерит, станнин	Галенит, сфалерит, халькопирит, энаргит, борнит, касситерит, золото, серебро, асбест, тальк, магнезит, горный хрусталь, флюорит, молибденит, сидерит, урановая смола, кобальтин	Березитизация, окварцевание, лиственитизация, серпентинизация, хлоритизация, карбонатаизация, серицитизация
Низкотемпературные	Кварц, халцедон, опал, карбонаты, барит, алуни-нит, каолинит, цеолиты, адуляр, флюорит	Киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, золото, серебро, самородная медь, тетраэдрит, халькопирит, борнит, галенит, сфалерит, аргентит, пираргирит, прустит, стефанит, марказит	Антимонит, киноварь, борнит, халькопирит, самородная медь, галенит, сфалерит, золото (самородное и теллуристое), реальгар, серебро, аурипигмент, исландский шпат, кальцит, халцедон, флюорит, барит, алуни-нит	Серицитизация, окремнение, доломитизация, пропилитизация, алуни-титизация, каолинитизация

В некоторых месторождениях наблюдаются мелкие (до 2 мм) кубооктаэдрические и ромбододекаэдрические кристаллы золота, а в пустотах — также сростки кристаллов, размещенных на гранях октаэдра пирита или магнетита.

Отдельные образцы имеют в сечении зональное строение,

которое проявляется в разной окраске слоев золота — от темно-желтого до серебристо-белого (рис. 177). В составе самородного золота существуют определенные колебания. Так, самородное золото некоторых уральских месторождений имеет: Au — 87,80—95,17%; Ag — 5,20—9,98%; Cu — 0,007—1,28%; Fe — до 0,40%.

Кварц-касситеритовая формация связана с кислыми гранитоидами, которые обычно возникают в поздние этапы интрузивного цикла в геосинклинальных зонах. По форме это в основном кварцевые жилы, штокверки и

штоки грейзеновых участков

среди гранитоидов. Характерными минералами кварц-касситеритовой формации являются кварц, топаз, касситерит, берилл, флюорит,

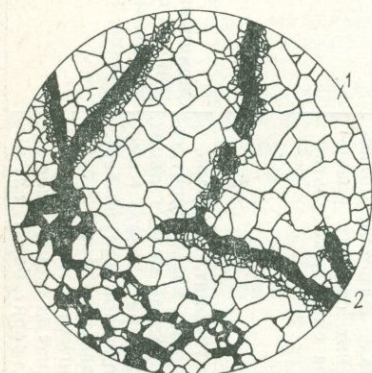


Рис. 176. Выделение прожилков золота между зернами кварца (по З. Шумахеру).

1 — кварц; 2 — золото.

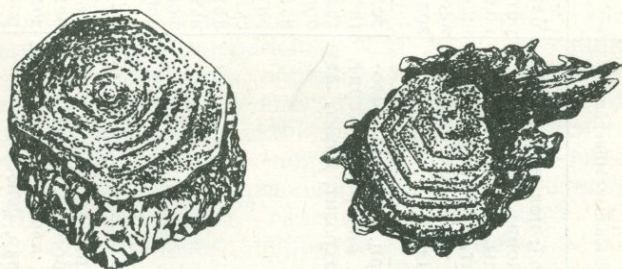


Рис. 177. Зональное строение золота (по П. К. Олерскому).

а также танталоколумбит, вольфрамит, иногда молибденит и висмутин.

Касситерит встречается в виде хороших мелких кристаллов, в основном призматического и короткопризматического габитуса, однако, наиболее типичны зерна неправильной формы.

Касситерит бывает почти бесцветным, но обычно имеет бурую зональную окраску. Цвет касситерита в значительной мере обуславливается механическими примесями разных минералов.

Кварц-вольфрамит-молибденитовая формация связана с кислыми гранитоидами поздних этапов интрузивного цикла геосинклинальных зон. Представлена она жилами и штокверками с широко развитыми процессами грейзенизации. Характерные минералы этой формации — кварц, вольфрамит и молибденит; типичными являются мес-

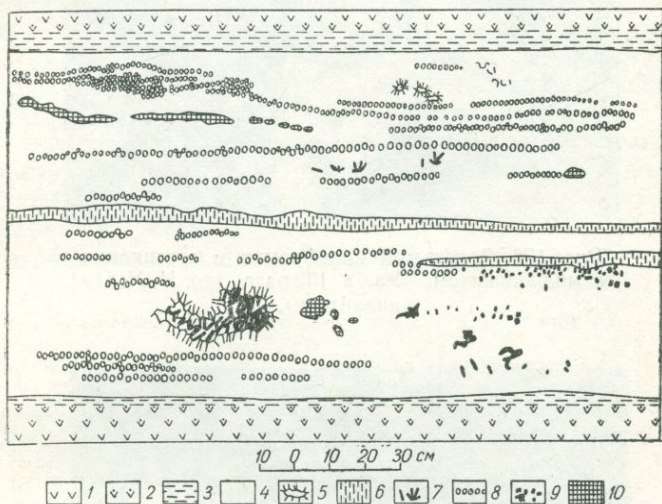


Рис. 178. Распределение вольфрамита на одном из участков Джиджинского месторождения (Забайкалье) (по М. М. Повилайтису).

1 — кварцевые диориты; 2 — березиты; 3 — слюдяная порода; 4 — жильный кварц; 5 — друзовые пустоты в жильном кварце; 6 — слюда; 7 — гюбнерит; 8 — сфалерит, блеклая руда, халькопирит; 9 — пирит; 10 — флюорит.

торожения Южного Китая, Бирмы, а также некоторые месторождения СССР.

Вольфрамит обычно находится в кварце в виде агрегатов и значительно реже — в виде единичных кристаллов, образуя обогащенные гнезда и кусты (рис. 178). Этот минерал в основном размещается в призальбандовых частях жил. Размер и форма кристаллов разнообразны. Длина их достигает 25 см, толщина 1,5—2, редко 4—5 см. Площадь поверхности отдельных кристаллов вольфрамитов Северо-Коунрадского месторождения — до 200 см².

Кристаллы вольфрамитов в большинстве ориентированы перпендикулярно зальбандам. В некоторых месторождениях

этот минерал образует радиально-лучистые агрегаты диаметром до 10 см, которые состоят из 5—7 лучей разной длины. Иногда встречаются друзы вольфрамит, выстилающие пустоты в кварцевых жилах и часто покрытые тонкой корочкой

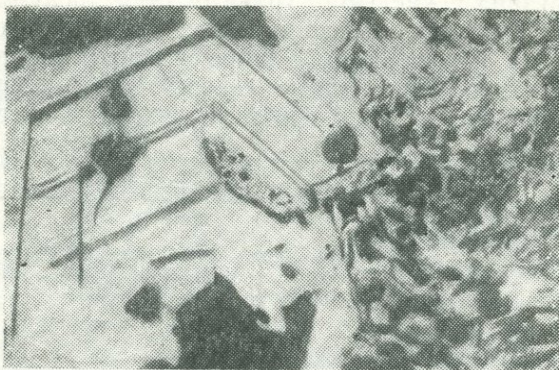


Рис. 179. Зональный вольфрамит в ассоциации с молибденитом. Ув. в 132 раза (по М. М. Повилайтису).

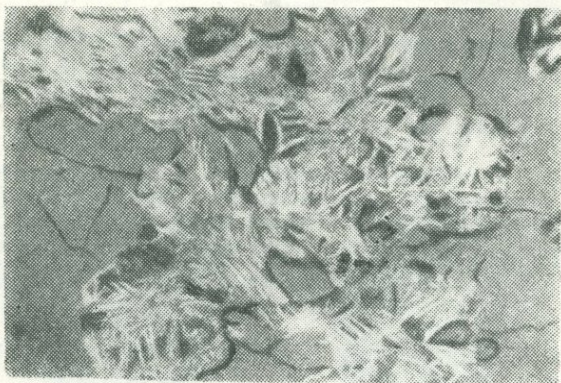


Рис. 180. Спутанно-чешуйчатые выделения молибденита. Ув. в 40 раз (по М. М. Повилайтису).

шеелита. Кристаллы в основном имеют удлиненно-таблитчатый облик и нередко образуют полисинтетические двойниковые сростки, которые состоят из двух—шести индивидов с двойниковой плоскостью по (100). Отдельные зерна под микроскопом обнаруживают зональное строение, в зонах роста наблюдается выделение молибденита (рис. 179). Цвет вольфрамита разных месторождений колеблется от коричне-

во-черного до буровато-коричневого, что зависит от химического состава этого минерала.

Исследования показали, что даже в пределах одного кристалла вольфрамит иногда изменяются химический состав и физические свойства (в частности, плотность) минерала. Эти изменения наблюдаются от основания к вершине и от центральной части к внешней — в составе внешней части и вершины кристаллов меньше железа. Вольфрамиты многих месторождений содержат повышенные количества Nb и Sc.

Молибденит встречается в кварцевых жилах, а также во вмещающих породах в виде чешуек и спутанно-чешуйчатых выделений (рис. 180). Размер отдельных чешуек обычно $0,16 \times 0,016$ мм. В некоторых месторождениях молибденит наблюдается вместе с пиритом, который он цементирует (рис. 181).

Галенит - сфалерит - аргентитовая формация генетически связана с умеренно кислыми гранитоидами. Рудные тела обычно представлены жилами, линзами и неправильными метасоматическими телами. Минеральный состав этой формации приведен в таблице 53.

Таблица 53

Минеральный состав галенит-сфалерит-аргентитовой формации

Жильные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Кварц, серицит, хлорит, мусковит, турмалин, тремолит, гранат, альбит, родонит, флюорит	Галенит, сфалерит, пирротин, пирит	Халькопирит, арсенопирит, буланжерит, магнетит, касситерит, аргентит, пирит, кубанит, тетраэдрит

Галенит и сфалерит входят в состав массивных сульфидов, образуя плотные выделения (рис. 182) и часто сростаясь с другими сульфидами. В отдельных месторождениях встречается крупнокристаллический галенит, образующий жилы во вмещающих породах или гнезда в мелкозернистой рудной массе. Очень редко он наблюдается в виде кристаллов кубического и кубооктаэдрического габитуса. Размер зерен мелко- и среднезернистого галенита в алтайских месторождениях измеряется сотыми и десятими долями миллиметра, величина зерен крупнокристаллической раз-

новидности колеблется от 1—5 до 1—3 мм. В свинцово-цинковых месторождениях, где развиты главным образом вкрапленные руды, наблюдаются крупные кристаллы галенита (до 2,5 см в поперечнике) кубооктаэдрического габитуса.



Рис. 181. Цементация молибденитом обломков пирита. Ув. в 28 раз (по М. М. Повилайтису).



Рис. 182. Зернистый сфалеритово-галенитовый агрегат. Ув. в 19 раз (по П. Рамдору).
Темное — сфалерит, белое — галенит.

Сфалерит образует главным образом мелко- и среднезернистые агрегаты в тесном прорастании с галенитом и другими сульфидами. В пустотах встречаются мелкие кристаллы, в основном тетраэдрического и додекаэдрического габитуса.

По химическому составу галенит всех месторождений характеризуется сереброносностью, в основном обусловленной тонкими включениями самородного серебра и аргентита, ко-

торый с галенитом образует графические прорастания (рис. 183).

Химический состав сфалерита в общем изменяется от железистых марматитов до безжелезистых клейофанов. Содержание наиболее часто встречающихся редких элементов приобретает следующий характер: $Cd > In > Ga > Ge$.

Касситерит - вольфрамит - висмутиновая формация тесно связана с кислыми эффузивами и приповерхностными интрузиями риолитов конечных этапов интрузивного цикла геосинклиналей. Для этой формации характерны небольшие жилы и штокверки.

В отдельных месторождениях наблюдаются три основных типа жил — кварцево-топазовые, кварцево-берилловые и сидерофиллитовые. Главные рудные минералы связаны в основном с сидерофиллитовыми жилами, а также с кварцево-топазовыми и кварцево-сидерофиллитовыми грейзенами.

Вольфрамит часто представлен ферберитом и обычно распределен более или менее равномерно в кварцево-топазовой и сидерофиллитовой зонах. Фербериту свойственен пластинчатый или толстотаблитчатый облик кристаллов, имеющих иногда значительные размеры.

В некоторых месторождениях ферберит кристаллизуется несколько раньше основной массы кварца и берилла, однако нередко пластинки вольфрамита нарастают на большие кристаллы зеленого берилла. В ряде случаев вольфрамит находится в ассоциации с арсенопиритом. Висмутин распределен в жилах довольно равномерно (рис. 184).

Касситерит в рудных телах, содержащих вольфрамит и висмутин, встречается очень редко и образует вкрапленный тип оруденения. Развивается в тесной ассоциации с турмалином. Его вкрапленники в турмалине имеют вид мелких изометрических кристалликов размером 1—2 мм. В некоторых случаях касситерит образует плотные агрегаты, а под микроскопом обнаруживает концентрическую зональность.

Халькопирит - касситерит - турмалиновая формация связана с эффузивами и приповерхностными интрузиями умеренно кислого состава. Рудные тела обычно

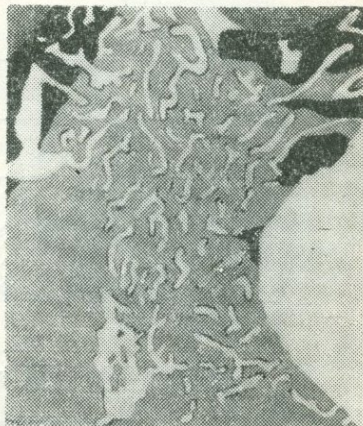


Рис. 183. Замещение галенита (белое) аргентитом (серое). Ув. в 92 раза (по И. Ф. Григорьеву).

Минеральный состав халькопирит-касситерит-турмалиновой формации

Жильные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Турмалин, барит, кварц, флюорит	Халькопирит, борнит, пирит, халькозин	Касситерит, энаргит, теннантит, галенит, сфалерит, молибденит, арсенопирит, гюбнерит, теллуристое, золото, гематит

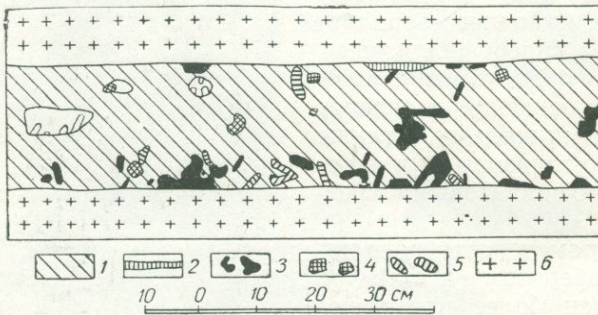


Рис. 184. Распределение вольфрамита и висмутина в жиле (по О. Д. Левицкому).

1 — кварц; 2 — мусковит; 3 — вольфрамит; 4 — пирит;
5 — висмутин; 6 — гранодиорит.

имеют форму жил и штокверков. Для этой формации (табл. 54) характерны турмалин, халькопирит, энаргит, касситерит и теллуристое золото. Главным рудным минералом является халькопирит, плотнокристаллические скопления которого тесно ассоциируют с игольчатым турмалином.

Таблица 55

Минеральный состав месторождений Ангаро-Илимского района

Нерудные минералы		Рудные минералы	
главные	второстепенные	главные	второстепенные
Диопсид, кальцит, гранат	Хлорит, серпентин, апатит, актинолит, эпидот, тальк	Магнетит	Гематит, пирит

Магнетит-гематитовая формация связана с траппами Сибирской платформы, где развиты известные железорудные месторождения Ангаро-Илимского района (табл. 55). Ангаро-Илимские месторождения представляют собой пластообразные, штокообразные, линзовидные и столбчатые метасоматические тела и зоны брекчиевидных руд, которые залегают среди траппов, песчаников и сланцев. Рудные тела сложены главным образом магнетитом (90—95%) с незначительным количеством гематита, кальцита, хлорита, апатита, пирита и халькопирита. Основная масса магнетита концентрируется в кратерах древних вулканов.

Магнетит образует сплошные массивные скопления, а также вкрапленники, брекчиевидные руды и руды сетчато-жилообразного типа. Для него характерны зернистые агрегаты (часто с неправильными очертаниями зерен), тесно сросшиеся с пироксеном (рис. 185), гранатом, хлоритом или кальцитом. Мелкие зерна магнетита размером от 0,01 до 1 мм образуют неправильные сростки или довольно равномерную вкрапленность в породах. В пустотах иногда встречаются кристаллы додекаэдрического габитуса, имеющие до 1 см в поперечнике. Зональное строение зерен магнетита обнаруживается при протравливании (рис. 186).

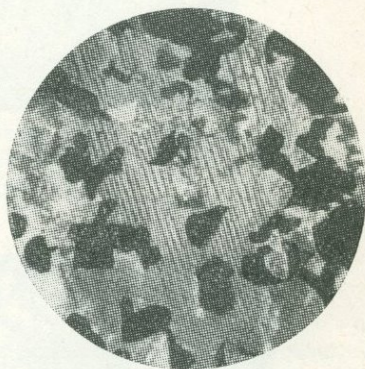


Рис. 185. Замещение магнетитом кристалла пироксена. Ув. в 10 раз (по М. О. Иващенко и В. В. Корабельниковой).

В некоторых месторождениях Ангаро-Илимского района, например в Рудногорском и Красноярском, магнетит развивается в виде типичных сферолитов, образуя сферолитовые руды (рис. 187), в которых сферолиты магнетита сцементированы кальцитом, зернистым магнетитом, гематитом и другими как рудными, так и нерудными минералами. Размер сферолитов колеблется от десятых долей миллиметра до 1,5 и даже 2,5 см в поперечнике.

Для химического состава магнетита месторождений Ангаро-Илимского района характерно значительное содержание магнезия, то есть в данном случае этот минерал является магнемагнетитом.

Месторождения Ангаро-Илимского района формировались при высоких температурах на незначительных глубинах за счет хлористых соединений железа, которое приносилось базальтовой магмой, давшей начало трапповой формации.

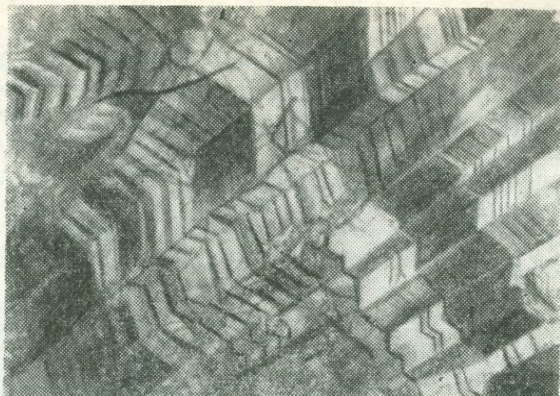


Рис. 186. Зональное строение зерен магнетита. Ув. в 13 раз (по М. О. Иващенко и В. В. Коробельниковой).

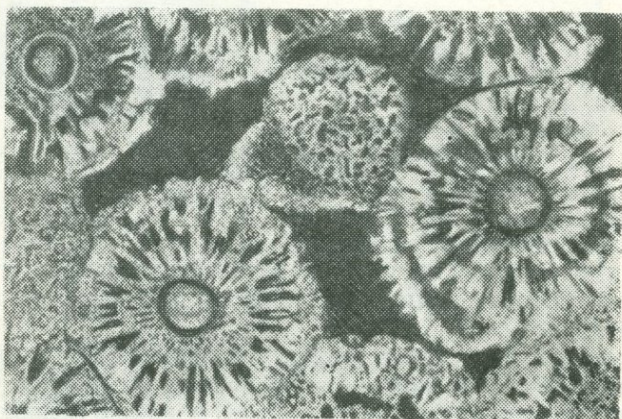


Рис. 187. Сферолиты магнетита. Темное — хлорит. Ув. в 4 раза (по Л. Г. Страхову).

**ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Среди среднетемпературных образований выделяются следующие формации:

Отдел средних глубин: золото-сульфидная; сидеритовая, хризотил-талек-магнезит-асбестовая; перовскитовая; флюоритовая.

Отдел средних и малых глубин: халькопиритовая, халькопирит-молибденитовая и молибденитовая; сульфидная.

фидно-касситеритовая; колчеданная; урановых минералов; смальтин-хлоантит-аргентитовая.

Золото-сульфидная формация связана с умеренно кислыми гранитоидами и образует кварцевые жилы, обогащенные сульфидами и самородным золотом (табл. 56). мощностью от нескольких миллиметров до 1 м.

Т а б л и ц а 56

Минеральный состав золото-сульфидной формации

Жильные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Кварц, анкерит, турмалин, доломит	Пирит, тетраэдрит, самородное золото, арсенопирит, пирротин, айкинит	Арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, шеллит, антимонит, молибденит, бурнонит

Самородное золото находится как непосредственно в кварцево-карбонатных жилах, так и в сульфидах, особенно в пирите и блеклых рудах. В свободном состоянии золото встречается в кварце в виде зерен разнообразной формы, чешуек, включений, реже проволочных форм и кристаллов октаэдрического и кубического габитуса. Распределение золота в жилах очень неравномерное. В пирите золото наблюдается в форме коротких жилок, неправильных, с ровными краями включений, которые часто находятся в ассоциации с включениями других сульфидов — халькопирита, галенита и блеклой руды. Размеры включений золота в пирите достигают 0,001—0,1 мм, реже 0,2—0,3 мм.

В блеклой руде, халькопирите и галените наблюдаются мелкие включения золота, имеющие округлую или вытянутую форму. Иногда отмечаются извилистые жилки золота размером 0,001—0,1 мм.

Сидеритовая формация образует жилы, а также метасоматические отложения мощностью до 75 м. Считают, что эти образования связаны с невыявленными гранитоидными интрузиями.

Главным минералом сидеритовой формации является сидерит, который находится в ассоциации с кварцем, баритом, гематитом, арагонитом и сульфидами.

Хризотил-тальк-магнезит-асбестовая формация генетически связана с ультраосновными породами. Представлена она хризотил-асбестом и антофилит-асбестом.

Хризотил-асбест характерен для массивов серпентинизированных ультраосновных пород. Здесь отмечаются рудные тела в виде вытянутых лент и зон. Хризотил-асбест образует простые и сложные окантованные жилы (рис. 188), а также

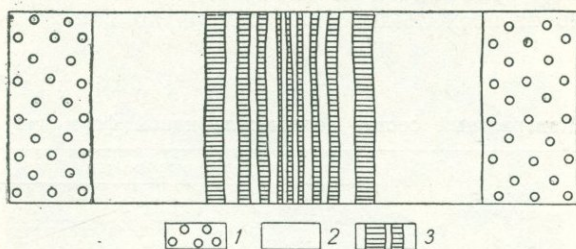


Рис. 188. Сложная окантованная жила хризотил-асбеста (по Б. Я. Меренкову и М. В. Муратову).

1 — перидотит; 2 — серпентинит; 3 — хризотил-асбест.
Ув. в 2,5 раза.

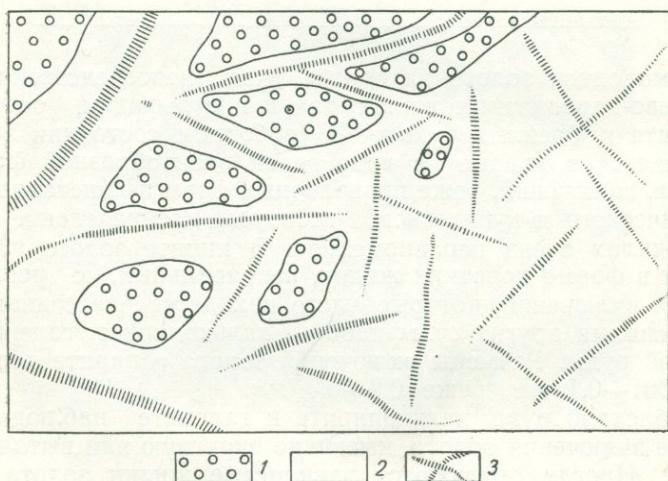


Рис. 189. Сетчатые жилы хризотил-асбеста (по Б. Я. Меренкову и М. В. Муратову).

1 — перидотит; 2 — массивный серпентинит; 3 — жилы хризотил-асбеста. Ув. в 4 раза.

сетчатые (рис. 189) и мелкожилковатые выделения, состоящие из волокнистых агрегатов. Минералы, сопровождающие хризотил-асбест, приведены в таблице 57.

Волокнистые агрегаты хризотил-асбеста располагаются поперек жил (поперечно-волокнистый асбест) и вдоль них (продольно-волокнистый асбест).

В зависимости от морфологии жил хризотил-асбеста и от их размещения в породах выделяют шесть разновидностей жил: 1) простые окантованные жилы, расположенные в слабо серпентинизированных ультраосновных породах и окантованные полосами плотного массивного серпентинита;

Т а б л и ц а 57

Минеральный состав месторождений хризотил-асбеста

Минералы рудных жил		Главные минералы вмещающих пород
главные	второстепенные	
Хризотил-асбест, серпентинит, магнетит	Антигорит, арагонит, кальцит, магнетит, доломит, гидромагнетит, брусит, немалит, тальк, халцедон, опал	Оливин, пироксены (ромбический и моноклинный), магнетит, хромшпинелиды

2) сложные окантованные жилы, когда вместо одной жилы поперечно-волокнистого асбеста наблюдается серия параллельных жилок, разделенных массивным серпентинитом (рис. 188); 3) сетчатые жилы, которые пересекают слабо серпентинизированные ультраосновные породы и сплошные серпентиниты в разнообразных направлениях (рис. 189); 4) мелкожилковидные выделения, представляющие собой серии параллельных жилок асбеста значительного простираения и приблизительно выдержанной небольшой мощности; 5) единичные жилы и жилообразные полосы серпентинитов, пронизанных параллельными жилками асбеста; 6) расплюснутые волокнистые массы продольно-волокнистого асбеста, которые заполняют трещины в массивных серпентинитах или примеси и корки на смятых серпентинитах.

Количественное содержание хризотил-асбеста в каждом из этих типов разное и колеблется от 0,5 до 15—20%, а в единичных жилах — даже до 40—50%. Длина волокон хризотил-асбеста наибольшая (до 70—75 мм) в простых окантованных жилах и наименьшая (0,2—0,4 мм) в микроскопических жилках среди серпентинизированных пород.

Состав хризотил-асбеста очень мало отличается от теоретического состава серпентина.

Кривые нагревания и дегидратации хризотил-асбеста Баженовского месторождения (Урал) показывают, что максимум выделения воды отвечает температуре от 600 (в так называемых ломких асбестах) до 700°C.

Процесс серпентинизации начинается с субмикроскопических трещинок, в которых хризотил образует мелкие волокна, ориентированные перпендикулярно стенкам трещин.

При образовании серпентина за счет оливина или пироксена железо этих минералов выделяется чаще всего в виде магнетита, который размещается шнурочками и полосами в хризотил-асбесте, чаще всего занимая центральное положение в жилах.

В зависимости от скорости процесса серпентинизации образуются две основные разновидности серпентина — антигоритовый и хризотилковый. Антигоритовый серпентин возникает в условиях медленного проникновения и циркуляции растворов, хризотилковый — в условиях быстрой циркуляции растворов, связанной с наличием большого количества трещин, которые пересекаются между собой. В этом случае образуются промышленные скопления хризотилового асбеста.

В некоторых месторождениях, например в Баженовском на Урале, первым возникал серпофит, по которому позднее хризотилковый асбест образовал параморфозу.

С процессами гидротермальных изменений ультраосновных пород под влиянием гранитных интрузий связаны также месторождения антофиллит-асбеста, положение которых в общей схеме изменения ультраосновных пород под влиянием гидротермальных процессов приведено на стр. 274.

Антофиллит-асбест образует мелкие скопления в измененных ультраосновных породах. Здесь наблюдаются крупные (до 10—15 мм) столбчатые кристаллы антофиллита, частично или полностью асбестированные, и радиально-лучистые скопления этого минерала. Антофиллит-асбест находится в ассоциации с магнетитом, тальком, а также реликтами энстатита и антофиллита. Содержание его составляет около 20%. Длина волокон антофиллит-асбеста в среднем равна 5—15 мм, иногда достигает 20 см.

По составу антофиллит-асбесты относятся к магнезиоантофиллитам с 3—4 молекулярными процентами ферроантофиллита.

Месторождения талька, связанные с ультраосновными породами, представляют собой продукт гидротермального метаморфизма дунитов, перидотитов, пироксенитов, а также серпентинитов и пикритов. Эти месторождения находятся в краевых частях ультраосновных массивов, на контакте их с кислыми гранитными интрузиями. Генетически они возникают уже после процесса серпентинизации. Форма их разнообразна, чаще всего наблюдаются линзовидные отложения и жилы.

Из минералов, приведенных в таблице 58, в этой формации чаще всего встречаются тальк, хлорит и магнетит.

В отдельных месторождениях тальк представлен или стеатитом, то есть скрытокристаллической разновидностью (Козмодемьяновское месторождение на Урале), или чешуйчатым тальком (Шабровское месторождение на Урале). В некоторых месторождениях (Карбинское на Урале) эти разновидности встречаются одновременно.

Т а б л и ц а 58

Минеральный состав тальковых образований,
связанных с ультраосновными породами

Главные минералы	Второстепенные минералы
Тальк, хлорит, магнезит	Актинолит, тремолит, турмалин, пирит, пирротин, самородное золото, халькопирит, серпентин, хризотил-асбест, магнетит, хромит, гематит, кальцит, доломит, брейнерит, биотит, вермикулит

Тальк бывает темно-зеленого, зеленовато-желтого до беловато-зеленого и белого цвета. Иногда бесцветен.

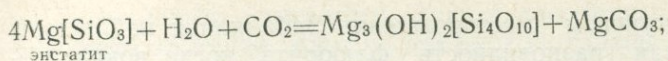
Химический состав талька месторождений, связанных с ультраосновными породами, очень близок к теоретическому, однако несколько изменяются соотношения между SiO_2 и MgO за счет примесей хлорита и карбонатов.

В древней коре выветривания ультраосновных пород развиты никелистые тальки в виде округлых, иногда эллипсоидальных пластинок спутанно-волокнистого строения, а также индивидуализированных чешуек со спайностью по основному пинаконду.

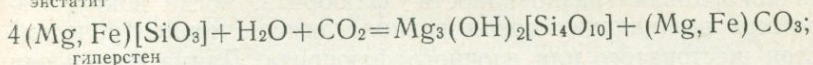
От теоретического состава никелистые тальки отличаются пониженным содержанием SiO_2 , повышенным содержанием H_2O , а также значительным количеством никеля, замещающего в минерале магний.

Никелистые тальки представляют собой тонкопленочные прорастания талька и серпентина, которые под микроскопом не различаются и кажутся однородными. Обогащение тальков никелем происходит за счет замещения магния только в серпентиновой части с образованием никелистого серпентина и непуита.

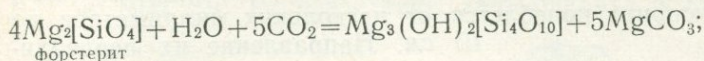
В ультраосновных породах тальк возникает за счет оливина, пироксена, амфибола, а также серпентина, образуя по ним псевдоморфозы. Этот процесс может происходить по следующим реакциям:



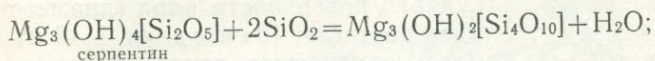
энстатит



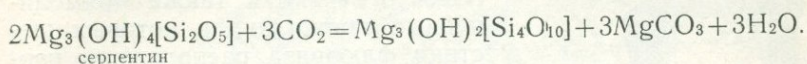
гиперстен



форстерит



серпентин



серпентин

Как видно из приведенных реакций, наряду с тальком при изменении ультраосновных пород часто возникает магнезит. Этот минерал образуется также при процессах серпентинизации и находится в тесном парагенезисе с серпентином (Эвбейское месторождение в Греции, месторождения Калифорнии в США). Магнезит, возникающий за счет ультраосновных пород, обычно бывает аморфным и находится в ассоциации с доломитом, арагонитом, тальком, хлоритом и хромитом. Внешне магнезит представляет собой твердую фарфорообразную массу снежно-белого цвета с раковистым изломом, без блеска.

Перовскитовая формация связана со щелочными габброидами (главным образом со щелочными пироксенитами) в районах развития щелочных горных пород (Кольский полуостров, Якупиранга в Бразилии).

Перовскит обычно находится в ассоциации с титаномagnesитом, ильменитом, сфеном и пирохлором. Отмечается разнородность перовскита — knobит, — содержащая ниобий, тантал и редкие земли. Обычно перовскит образует вкрапленники в породах, а иногда сплошные жилообразные и шпирообразные рудные тела.

Флюоритовая формация связана с интрузивными массивами кислого состава и представлена жилами мощностью до 8 м. Главным и явно преобладающим минералом этой формации (табл. 59) является флюорит. Он образует мелкозернистые или крупнокристаллические агрегаты с размером отдельных индивидов до 26 см. Среди крупнокристаллических агрегатов наблюдаются очень тонкие кварцевые прослойки, крустифицированные горным хрусталем, на которых размещаются мелкие (до 3 мм) прозрачные кристаллы флюорита. Крупнокристаллический флюорит заполняет прожилки среди мелкозернистого и плотного флюорита (рис. 190). Он окрашен в ярко-зеленый цвет, а в тонких пластинках почти бесцветен. Отдельным индивидам свойственна четкая зональность.

В Калангуйском месторождении Забайкалья наблюдается кокардовая разновидность флюорита, когда вокруг обломков вмещающих пород располагаются концентрические слои шестоватого или елочного флюорита. Длина отдельных слоев флюорита колеблется от нескольких миллиметров до

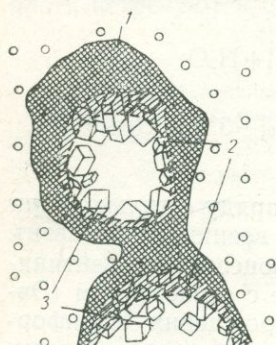


Рис. 190. Схема размещения минералов в флюоритовом гнезде (по В. И. Соболевскому).

1 — непрозрачный флюорит; 2 — полупрозрачные слои флюорита; 3 — оптический флюорит.

10 см. Направление их перпендикулярно поверхности ядра (диаметр ядер достигает 10 см и даже 1—2 м). Здесь отмечаются также прямолинейные прожилки, в которых шестики флюорита расположены перпендикулярно трещинам. Мощность прожилков достигает 20—30 см при длине 10—15 см. Кроме того, в Калангуйском месторождении очень развиты твердые скрытокристаллические разновидности флюорита.

Халькопиритовая, халькопирит-молибденитовая и молибденитовая формация находится в тесной ассоциации с гипабиссальными штоками умеренно кислых гранитоидов, которые внедрились в средние этапы развития

интрузивного цикла геосинклиналей. Обычно минерализация представлена вкрапленностью и штокверками.

Характерной ассоциацией минералов рассматриваемой формации (табл. 60) являются халькопирит, пирит и молибденит.

Таблица 59

Минеральный состав флюоритовой формации

Тип месторождений	Минералы	
	главные	второстепенные
Среднетемпературные	Флюорит, галенит, сфалерит, кварц	Кальцит, барит, блеклая руда
Низкотемпературные	Флюорит, горный хрусталь, барит	Кварц, халцедон, опал, пирит, марказит, галенит, накрит

Халькопирит встречается в виде рассеянных ксеноморфных зерен, а также тонких прожилков, главным образом в ассоциации с кварцем и пиритом (рис. 191).

Размер зерен вкрапленников халькопирита колеблется от 0,01 до 0,05 мм. Распределение халькопирита в породе до-

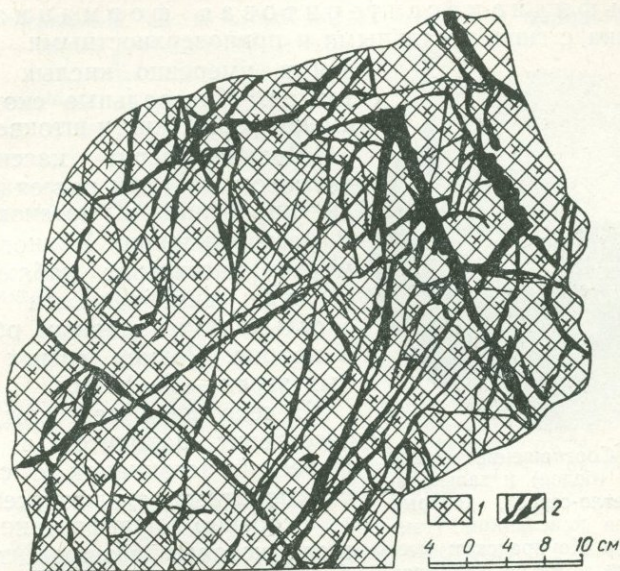


Рис. 191. Кварцевые жилы в гранодиорит-порфирах Коурадского месторождения (по К. С. Газизовой).

1 — гранодиорит-порфиры, преобразованные во вторичные кварциты; 2 — кварцевые жилы с халькопиритом.

вольно равномерное. Часто этот минерал находится вместе с пиритом, борнитом и энаргитом. Халькопирит корродирует зерна пирита, а также образует в нем неправильные включения. С энаргитом он имеет прямолинейные контакты (структура взаимных границ) (рис. 192).

Таблица 60

Минеральный состав халькопиритовой, халькопирит-молибденовой и молибденовой формации

Главные минералы	Второстепенные минералы
Кварц, серицит, пирит, халькопирит, молибденит	Энаргит, борнит, теннантит, арсенипирит, сфалерит, рутил, турмалин, флюорит, магнетит, гюбнерит

Молибденит чаще всего образует вместе с кварцем тонкие прожилки, размещаясь узкими полосами по зальбандам. Встречаются отдельные зерна-чешуйки этого минерала, которые составляют пластинчатые и волокнистые агрегаты размером от 0,001—0,05 до 0,5 мм.

Сульфидно-касситеритовая формация тесно связана с гипабиссальными и приповерхностными интрузиями умеренно кислых гранитоидов. Минеральные скопления имеют форму жил и штокверков.

Мелкие зерна касситерита размером до 1 мм рассеяны среди пирротина и арсенопирита. В месторождениях Южного Приморья касситерит наблюдается в виде вкрапленности вместе с сульфидами главным образом в кварце. Размер самых крупных зерен — 7—10 мм.

В некоторых месторождениях касситерит находится в специфической ассоциации с сульфидоантимонитами, сульфоарсенитами и особенно сульфостаннатами, среди которых развиты тиллит, франкеит, канфильдит и станнин. Сульфостаннаты свинца в боль-

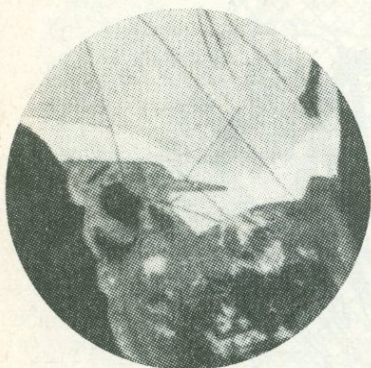


Рис. 192. Соотношение между энаргитом (белое) и халькопиритом (светло-серое), которые замещаются ковеллином (темно-серое), в Коунрадском месторождении. Ув. в 233 раза (по К. С. Газизовой).

шинстве разложились и теперь представлены псевдоморфозами, состоящими из агрегатов касситерита, галенита, буланжерита или касситерита, галенита и джемсонита. Лишь места сохраняются незамещенные реликты.

В сульфидно-касситеритовой формации можно выделить турмалиново-сульфидный, хлоритово-сульфидный и галенито-сфалеритовый виды (табл. 61). Турмалиново-сульфидный вид — наиболее высокотемпературный в этой формации. Все три вида представлены метасоматическими жилами и штокверками, а также минерализованными зонами.

В меру удаления от интрузивных тел турмалиново-сульфидные месторождения замещаются хлоритово-сульфидными, а потом галенито-сфалеритовыми.

В сульфидно-касситеритовой формации можно выделить два морфологических типа: 1) минерализованные зоны, в составе которых из жильных минералов преобладают кварц, крупночешуйчатый хлорит, часто плотные тонкоигольчатые массы турмалина, и 2) жильные тела. Главные рудные минералы в этом типе, кроме касситерита, — галенит и сфалерит, в незначительных количествах встречаются пирит, пир-

ротин и особенно арсенопирит. В жильных телах как главные минералы отмечаются кварц, касситерит и арсенопирит, меньше развиты пирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Таблица 61

Минеральный состав сульфидно-касситеритовой формации

Вид формации	Минералы		
	жильные	рудные	
		главные	второстепенные
Турмалиново-сульфидный	Турмалин, кварц	Касситерит, арсенопирит	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, вольфрамит
Хлоритово-сульфидный	Хлорит, кварц	Пирротин, касситерит	Халькопирит, арсенопирит, сфалерит, станнин, галенит, буланжерит, бурнонит, пираргирит, висмутин, висмут
Галенито-сфалеритовый	Серицит, алунит, халцедон	Пирит, сфалерит, галенит, касситерит, сульфостаннаты	Пирротин, арсенопирит, сульфоантимониты, сульфоарсениты, сульфовисмутиты свинца, серебра и меди

Касситерит встречается преимущественно в виде явнокристаллических мелкозернистых агрегатов с размером зерен в десятые доли миллиметра, а также в виде плотных скрытокристаллических масс. Обе эти морфологические разновидности находятся в тесной ассоциации, причем явнокристаллический касситерит нередко окаймляет скопления плотной разновидности, образуя вокруг нее своеобразные венчики или скопления прожилков, которые рассекают массы скрытокристаллического касситерита.

Явнокристаллический касситерит образует почти мономинеральные скопления разных размеров в жильной массе или развивается в виде неравномерной вкрапленности в кварце и других жильных минералах.

Для скрытокристаллических плотных разновидностей характерны выделения в форме извилистых полос, вытянутых параллельно контактам жильных тел. В пределах отдельных полос, протяженность которых достигает нескольких десятков сантиметров, часто чередуются светлые и темные зоны, в разной мере обогащенные примесями тонкозернистого кварца (рис. 193).

Кроме того, кварц встречается в виде мелких (до 2—3 мм в сечении) шарообразных скоплений (рис. 194), а касситерит — в виде натечных почковидных форм с чередованием скры-

токристаллических и явнокристаллических зон, которые размещаются в зернистой касситеритовой массе (рис. 195).

Считают, что такие соотношения являются метаколлоидными и возникают вследствие перекристаллизации аморфных коллоидных образований.



Рис. 193. Чередование касситеритовых (черное) и кварцевых (белое) полос. Ув. в 8 раз (по О. Д. Левицкому).

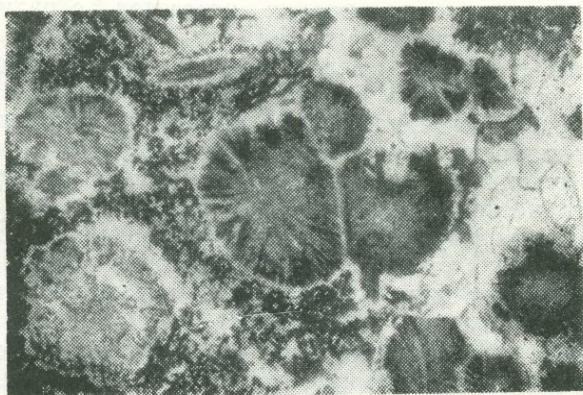


Рис. 194. Кварц-касситеритовые сферолиты. Ув. в 25 раз (по О. Д. Левицкому).

Наблюдаются графические структуры срастания касситерита с галенитом (рис. 196). Иногда довольно типична связь касситерита с турмалином.

В химическом составе касситерита вследствие тонких механических примесей колумбита, вольфрамита и циркона,

которые размещаются в касситерите закономерно по зонам роста кристаллов и измеряются микронами и долями микронов, наблюдается наличие Nb, Ta и W, а также Zr и Ti.

Колчеданная формация связана с субвулканическими интрузиями умеренно кислых гранитоидов наиболее



Рис. 195. Сферолиты концентрически-зонального касситерита в зернистой касситеритовой массе. Ув. в 12 раз (по О. Д. Левицкому).

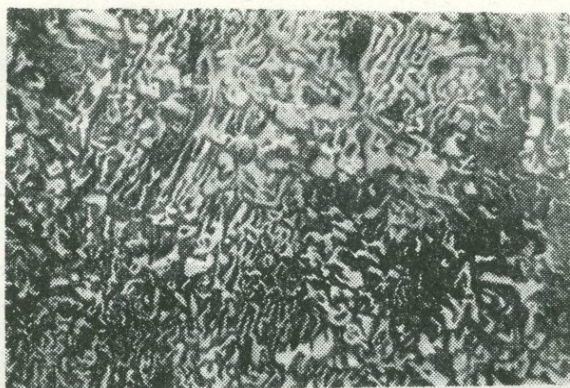


Рис. 196. Графическое срастание касситерита и галенита. Ув. в 117 раз (по Е. А. Радкевич).

ранних этапов интрузивного цикла геосинклинальных зон. Рудные тела обычно имеют форму линзовидных жил и метасоматических образований неправильной формы. По своему составу (табл. 62) это пиритовые тела, в которых в подчиненных относительно пирита количествах находятся медьсодержащие минералы и другие сульфиды.

Наиболее важный рудный минерал колчеданной формации — халькопирит — в ассоциации с пирротинном, сфалеритом, а иногда с борнитом образует сплошные рудные скопления. В отдельных месторождениях халькопирит, кроме того, образует самостоятельные прожилки во вмещающих породах. Халькопирит заполняет промежутки между зернами пирита и цинковой обманки, замещая эти минералы. Наблюдаются выделения халькопирита в виде концентрически-зональных скоплений в тесной смеси с пиритом. В некоторых месторождениях халькопирит вместе со сфалеритом и пиритом образует своеобразные полосчатые агрегаты. Халькопирит — один из самых молодых минералов колчеданной формации.

Т а б л и ц а 62

Минеральный состав колчеданной формации

Главные нерудные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Кварц, серицит, кальцит, барит	Пирит, сфалерит, халькопирит	Борнит, блеклые руды, халькозин, галенит

Формация урановых минералов представлена жилами, линзами и штокверками в связи с субвулканическими интрузиями умеренно кислых гранитоидов, однако эта связь для многих месторождений остается не совсем ясной. По преобладанию уранового минерала (табл. 63) в этой формации можно выделить два вида: настуран-хлоантит-смальтиновый и ураносмолково-халькопирит-линнеитовый.

В первом виде урановая смолка представлена аморфной разновидностью — настураном — в виде натечных, дендритовых и сферолитовых агрегатов с многочисленными трещинами, заполненными кварцем и сульфидами. Встречаются также кольцеобразные скопления и жилки.

Химический состав настурана непостоянный, и отношение UO_2 к UO_3 в отдельных образцах колеблется в значительных пределах: от 10 : 2,2 до 1 : 10.

Длина полосы урановой смолки — до 30 см. Часто этот минерал залегает в виде выдержанных жил с раздувами и пережимами мощностью в несколько сантиметров или в виде сети прожилков с крупной вкрапленностью. В некоторых местах встречаются натечные корки и линзы урановой смолки длиной до 12 м.

Минеральный состав формации урановых минералов

Вид формации	Жильные минералы	Рудные минералы	
		главные	второстепенные
Настуран-хлоантит-смальтиновый	Кварц, доломит, родохрозит, барит, хлорит	Урановая смолка, смальтин, хлоантит, сафлорит, раммельсбергит, skutтерудит, кобальтин, халькопирит	Глаукофан, полидимит, герсдорфит, галенит, сфалерит, самородное серебро, висмут, пирит, гематит, магнетит, арсенопирит, леллингит, никелин, молибденит, тетраэдрит, штрмейерит, аргентит
Ураносмолково-халькопирит-линнеитовый	Кварц, доломит, хлорит	Линнеит, халькопирит, урановая смолка, керолит	Уранинит, молибденит, пирит

Во втором виде урановая смолка находится в ассоциации с халькопиритом, линнеитом и керолитом, среди которых встречаются реликты уранинита.

В некоторых месторождениях формации урановых минералов наблюдается специфическая связь урановой смолки с молибденитом, с которым она образует тонкозернистые или коллоидные агрегаты. Урановая смолка в этих агрегатах имеет разные кислородные коэффициенты, которые колеблются от $UO_{2,25}$ до $UO_{2,43}$, и разные параметры кристаллической решетки ($a=5,40-5,46 \text{ kX}$).

Смальтин-хлоантит-аргентитовая формация представлена жилами, иногда связанными с изверженными породами. Типично для этой формации месторождение

Таблица 64

Минеральный состав месторождения Кобальт

Жильные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Кальцит, доломит, кварц	Смальтин, хлоантит, кобальтин, никелин, самородное серебро, дискразит, аргентит	Леллингит, сфалерит, раммельсбергит, арсенопирит, герсдорфит, глаукоdot, брейтгауптит, самородный висмут

Кобальт в Канаде (табл. 64). Главные минералы этой формации — смальтин, хлоантит и аргентит — неравномерно распределены в пределах кальцит-доломитовых жил и образуют

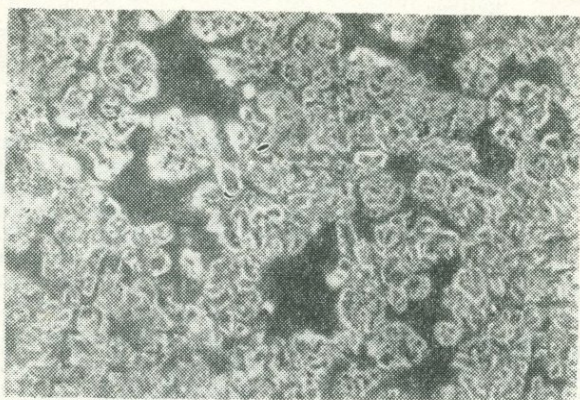


Рис. 197. Конкреционное строение арсенидов (месторождение Кобальт). Ув. в 1,6 раза (по В. Линдгрену).

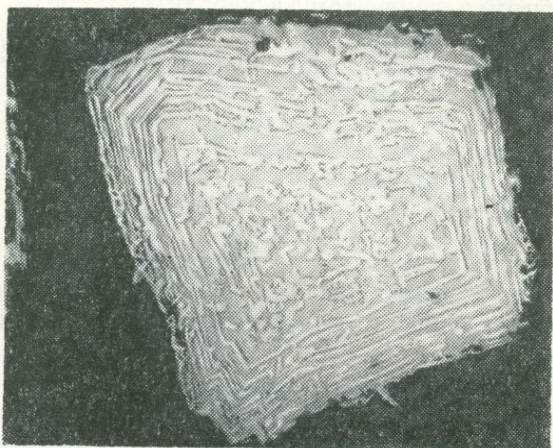


Рис. 198. Зоны хлоантита в никелине (месторождение Кобальт). Ув. в 170 раз (по П. Рамдору).

незначительные скопления. Для арсенидов характерно конкреционное строение (рис. 197), а также зональное выделение хлоантита в никелине (рис. 198).

Все рудные минералы, приведенные в таблице 64, характеризуются тесным взаимным прорастанием, и установить последовательность их образования очень трудно.

**ПОДКЛАСС МИНЕРАЛОВ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Среди низкотемпературных образований выделяются следующие формации:

Отдел средних и малых глубин: борнит-халькопиритовая (тип медистых песчаников); антимонит-киноварная; антимонит-киноварь-реальгар-шеелитовая.

Отдел малых глубин: золото-серебряная; медно-цеолитовая; галенит-сфалеритовая; флюоритовая; исландского шпата; алунитовая; баритовая.



Рис. 199. Выделение халькопирита (белое) в цементе песчаников (Джезказганское месторождение). Ув. в 75 раз (по А. Г. Бетехтину).

Борнит-халькопиритовая формация образует линзы и залежи в песчаниках с карбонатным цементом и в карбонатных толщах без видимой связи с интрузивными породами. Для этой формации (табл. 65) характерны халькопирит и борнит, к которым иногда присоединяется линнеит. Рудные минералы рассеяны в виде мелкой вкрапленности в цементе

Таблица 65

Минеральный состав борнит-халькопиритовой формации

Нерудные минералы		Рудные минералы	
главные	второстепенные	главные	второстепенные
Кальцит, кварц	Барит, адуляр	Халькопирит, борнит, халькозин	Пирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, линнеит

песчаников (рис. 199), а также прожилков, состоящих из горного хрусталя, кальцита и больших кристаллов халькопирита, борнита, халькозина и галенита (возможно, эти прожилки являются образованиями типа альпийских жил).

Для антимонит-киноварной формации характерны жилы и пластообразные отложения в кремнистых известняках, песчаниках и гидротермально измененных вулканических образованиях, часто без выявленной связи с интрузивными породами. В отдельных месторождениях минералы этой формации образуют своеобразные штокверки и вкрапленность во вмещающих породах.

Главную роль в этой формации (табл. 66) играют киноварь, антимонит, флюорит и кварц, часто специфически связанные с зонами интенсивной каолинитизации.

Таблица 66

Минеральный состав антимонит-киноварной формации

Жильные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Кварц, кальцит, барит, каолинит, анкерит, флюорит	Киноварь, антимонит	Пирит, самородная ртуть, арсенопирит, марказит, висмутовый блеск, тетраэдрит, халькопирит, сфалерит, реальгар, аурипигмент, тиманит

Киноварь встречается в виде отдельных кристаллов и двойниковых сростков размером до 1 см. В одних месторождениях кристаллы представлены индивидами в форме ромбоэдра, в других, в частности в Никитовке (Донбасс), трудно найти несдвойникованные кристаллы. Кроме того, киноварь образует среднезернистые агрегаты, часто в сростании с сурьмяным блеском и арсенопиритом. Наблюдаются также мономинеральные кристаллические корочки и налеты киновари по трещинам отдельности в песчаниках, а также порошокватые и землистые массы этого минерала, приуроченные к трещинам. В месторождении Альмаден (Испания) киноварь замещает цемент между зернами песчаников (рис. 201). В Хайдарканском месторождении (Средняя Азия) она встречается главным образом в форме зерен и мелких прожилков вместе с кварцем, флюоритом и антимонитом.

Антимонит наблюдается в виде игольчатых и мелкокристаллических агрегатов, а также сплошных скоплений. В Хайдарканском месторождении отмечаются сплошные линзооб-

разные массы антимонита среди флюоритового или антимонит-флюоритового цемента брекчий.

Антимонит из Никитовского месторождения (Донбасс) образует мелко- и среднекристаллические агрегаты в тесном прорастании с киноварью (рис. 200). Реже этот минерал образует прожилки мощностью до 5—10 см, сложенные шестоватыми агрегатами кристаллов, ориентированными перпендикулярно зальбандам прожилка.

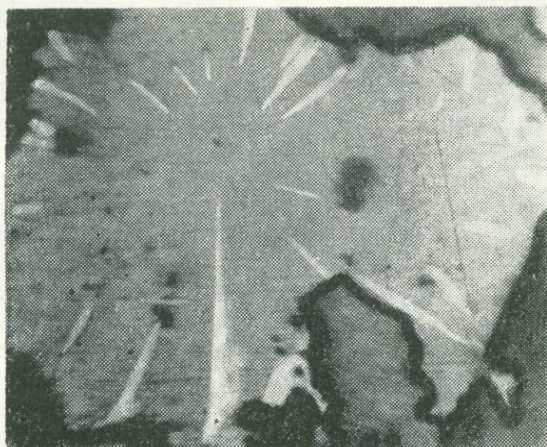


Рис. 200. Игольчатые кристаллы антимонита в киновари. Ув. в 1,5 раза (по Е. Е. Захарову и М. И. Королеву).

Антимонит-киноварь-реальгар-шеелитовая формация тесно связана с субвулканическими интрузиями умеренно кислых гранитоидов наиболее поздних этапов интрузивного цикла геосинклинальных зон. Эта формация образует штокерки и жилы в эффузивах и корнях вулканов.

Характерной ассоциацией минералов этой формации является антимонит, киноварь, реальгар, аурипигмент, ферберит, шеелит, теллуриды Au и Ag, а также халцедон (месторождения Атолия в Калифорнии, Баулдер в Колорадо, Джульфа в Турции).

Золото-серебряная формация тесно связана с субвулканическими интрузиями умеренно кислых гранитоидов наиболее поздних этапов интрузивного цикла геосинклинальных зон. Представлена эта формация обычно жилами и штокерками в эффузивных породах. Минералы формации (табл. 67) часто имеют скрытокристаллическое и колломорфное строение и кустовое распределение в рудных телах.

Минералы золота и серебра сосредоточены в пределах тел отдельными кустами. Золото часто связано с пластинча-

тым кварцем и полосчатым халцедоном, реже — с гребенчатым кварцем. Размер зерен золота 0,01—0,05, иногда — 0,2—0,5 мм. Первичное золото («зеленое») содержит Ag (20—23%) и Sb (до 1,15%).

Медно-цеолитовая формация связана с эффузивными породами типа базальтов. Образования этой формации имеют форму пластовых тел в конгломератах, а также заполнений трещин отдельности в эффузивных породах.

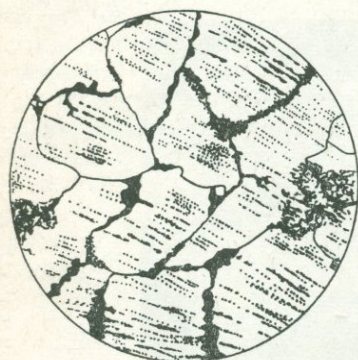


Рис. 201. Киноварь между зёрнами песчаника (месторождение Альмаден). Ув. в 27 раз (по Р. Беку).

Такие месторождения известны в США (район оз. Верхнее, штаты Нью-Джерси и Коннектикут), Шотландии, Норвегии, Советском Союзе (Забайкалье, Вольты). Наибольшее промышленное значение имеют месторождения в районе оз. Верхнее. Здесь самородная медь заполняет пустоты в осадочных образованиях, замещает зерна и гальки и заполняет прожилки в миндалекаменных лавах и т. д. В жилах попадаются самородки весом до 500 т. Считают, что месторождения самородной меди в основных породах образуются гидротер-

мальными растворами, которые выделяются из основных пород, очевидно, за счет взаимодействия хлоридов меди и железа или в результате реакции медных растворов с гематитом и другими минералами железа:

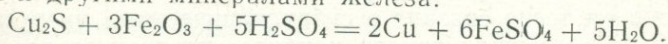


Таблица 67

Минеральный состав золото-серебряной формации

Жильные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Кварц, халцедон, кальцит	Пирит, самородное золото, пираргирит, халькопирит, аргентит, полибазит	Арсенопирит, сфалерит, галенит, фрейбергит, антимонит

Минеральный состав медно-цеолитовой формации приведен в таблице 68.

Минеральный состав медно-цеолитовой формации

Первичные минералы			Экзогенные минералы
главные	второстепенные	редкие	
Самородная медь, кварц, кальцит, цеолиты (ломонит), эпидот, пренит, датолит, халцедон, анальцим, хлорит, хлорофент	Гематит, самородное серебро, кальцит, цеолиты (томсонит, птилолит, натролит), селадонит, опал	Халькозин, витеит, домейкит, ортоклаз, делесцит, апофиллит, ловеннит, барит, марказит, пирит, кристобалит, борнит, халькопирит	Куприт, малахит, хризоколла, кварц, халцедон, гидроокислы марганца, селадонит, кальцит

Для галенит-сфалеритовой формации характерны линзы, залежи и трубообразные тела в известняках и доломитах без выявленной связи с интрузивными породами. В минеральном составе месторождений этой формации (табл. 69), кроме галенита и сфалерита, отмечается марказит.

Таблица 69

Минеральный состав галенит-сфалеритовой формации

Жильные минералы	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Кальцит, доломит, сидерит, барит, кварц	Галенит, сфалерит, марказит	Пирит, зигенит, халькопирит, вюртцит, энаргит, миллерит

Рудные минералы рассеяны в карбонатной толще в виде вкрапленников и тонких прожилков. В некоторых месторождениях пустоты заполнены хорошо образованными кристаллами галенита и сфалерита размером до 2,5 см в сечении.

Флюоритовая формация низкотемпературных образований рассмотрена выше.

Формация исландского шпата связана с базальтами, диабазами и мандельштейнами, в которых исландский шпат заполняет пустоты и трещины, образуя жилы мощностью от 1 до 1,5 м при длине до 10 м (месторождения по р. Нижняя Тунгуска). Иногда вес кристаллов исландского шпата достигает 64 кг. Исландский шпат находится в ассоциации с опалом, халцедоном, цеолитами, селадонитом, кварцем, аметистом, пиритом, гауэритом и птилолитом.

Алунитовая формация приурочена к кислым вулканическим туфам, а также к андезитам и липаритам, где

алунит возникает во время образования вторичных кварцитов. Формация алунита представлена метасоматическими отложениями (Закарпатье, Загликское месторождение в Азербайджанской ССР) или обычными жилами (Мерисвейльское месторождение в штате Юта, США). Среди минералов этой формации преобладают алунит, кварц, гематит, диккит и гиббсит. Алунит представлен среднекристаллической разновидностью, которая состоит из мелких неправильных кристалликов, друз и отдельных больших кристаллов, заполняющих пустоты в алунитизированной породе.

Баритовая формация представлена главным образом метасоматическими телами, в большинстве без выявленной связи с изверженными породами. По форме баритовые тела представляют собой послойные пластообразные и линзообразные отложения, жилообразные и неправильные штокообразные тела, а также мелкие гнезда и скопления.

Обычно образования этой формации связаны с месторождениями цветных металлов. Рудосодержащие карбонатные породы, а также сланцы, эффузивы и туфы подвергаются баритизации. В ряде районов наблюдается пространственная разобщенность участков распространения баритовых жил в краевых частях районов развития свинцово-цинковых месторождений.

Барит находится в тесной ассоциации с разными сульфидами и содержит их рассеянную вкрапленность. В других случаях метасоматические бариты образуют лишь отдельные комплексы на флангах или в верхних частях рудных тел.

Минералы гидротермально измененных вещающих пород

При рассмотрении минералогии гидротермальных комплексов мы отмечали, что растворы, которые образуют эти комплексы, определенным образом влияют на породы, изменяя их.

При образовании высокотемпературных гидротермальных комплексов происходит грейзенизация, топазизация, турмалинизация, скаполитизация и скарнирование боковых пород.

Грейзенизация — это процесс метасоматического изменения интрузивных, осадочных, метаморфогенных и частично эффузивных пород главным образом кислого состава. Окварцованные продукты таких метасоматически измененных пород называются *грейзенами*. Кроме кварца, они почти всегда содержат мусковит, литиевые слюды, рутил, турмалин, топаз, флюорит и рудные минералы, реже — берилл и хлорит. Грейзены обычно сопровождают кварцево-рудные жилы кассите-

рита и вольфрамита, иногда молибденита, арсенопирита, висмутина и халькопирита.

Грейзены и связанные с ними минеральные комплексы развиты в районах, где небольшие интрузии проявляются в виде выступов, куполов и сателлитов больших интрузий или

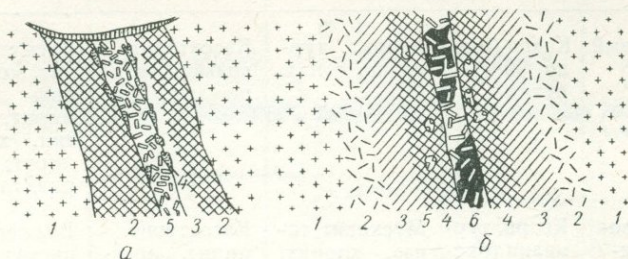


Рис. 202. Строение кварц-берилловых и кварц-арсенопирит-берилловых жил (по А. А. Беусу).

a — кварц-берилловая жила: 1 — гранит, 2 — грейзен, 3 — зона дымчатого кварца, 4 — участки, обогащенные ферберитом, базовисмутитом и цветными камнями, 5 — берилл; *б* — кварц-арсенопирит-берилловая жила: 1 — грейзенизированный гранит; 2 — грейзенизированный гранит-порфир, 3 — кварц-топаз-мусковитовый грейзен, 4 — топазовый грейзен, 5 — кристаллы берилла, 6 — кварц-арсенопирит-берилловое жильное выполнение.

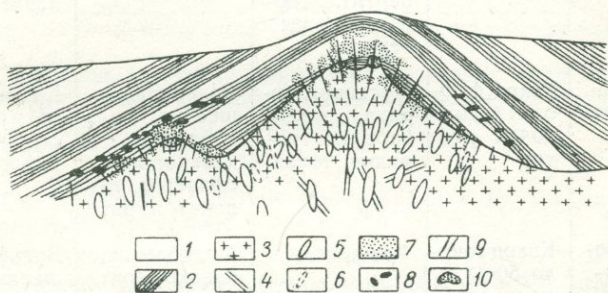


Рис. 203. Схематический разрез месторождения ниобия, тантала и олова в Конго (по М. Варламову).

1 — кварциты; 2 — серицито-хлоритовые сланцы; 3 — граниты; 4 — аплиты; 5 — пегматиты; 6 — пегматиты с Nb и Ta; 7 — турмалинизированная зона; 8 — линзы кварца; 9 — жилы кварца; 10 — грейзены, богатые касситеритом.

апофизов, проникших далеко вверх (рис. 202, 203). По минеральному составу выделяют несколько типов грейзенов (табл. 70). Количественное соотношение между минералами этих типов грейзенов приведено на рис. 204.

Преобладающая форма проявления минералов в грейзенах — это вкрапленность и псевдоморфозы замещения первичных минералов. При грейзенизации в первую очередь из-

Минеральный состав грейзенов

Тип грейзена	Нерудные минералы		Рудные минералы	
	главные	второстепенные	главные	второстепенные
Кварцевый	Кварц (около 90%), рutil	Хлорит, турмалин, топаз	Касситерит, вольфрамит, шеелит	Висмутин, пирит, молибденит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит
Кварцево-турмалиновый	Кварц, турмалин (около 20%), рutil	Мусковит, топаз, хлорит, биотит, флюорит	Касситерит, пирит, арсенопирит	Вольфрамит, висмутин, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, станнын
Кварцево-топазовый	Кварц, топаз (около 20%), рutil	Мусковит, литиевые слюды, флюорит, турмалин, жильбертит, биотит, хлорит, берилл	Касситерит, вольфрамит, пирит, арсенопирит	Висмутин, молибденит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит
Кварцево-флюоритовый	Кварц, флюорит (около 20%), рutil	Мусковит, берилл, жильбертит, турмалин, топаз	Вольфрамит, шеелит, молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит	Касситерит, висмутин, арсенопирит, пирротин
Кварцево-мусковитовый	Кварц (около 50%), мусковит (около 40%), рutil	Флюорит	Молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит	Вольфрамит, шеелит, пирротин

меняется биотит, потом плагиоклаз и, наконец, калиевый полевой шпат. Во внешней зоне грейзенизированных пород биотит замещается хлоритом, серицитом и рутилом, а плагиоклаз переходит во вторичный альбит, эпидот и серицит. Ближе к грейзенам хлорит, эпидот и альбит исчезают, серицит переходит в мусковит, увеличивается содержание кварца и появляются пирит и флюорит.

Иногда встречаются и более сложные типы грейзенов, состоящие из нескольких ведущих минералов, а на отдельных участках грейзенов развиваются образования с резко преобладающим содержанием одного-двух минералов. Так, известны грейзены мусковитовые, литиево-слюдистые и кварцевые, реже — турмалиновые, топазовые и флюоритовые, а также

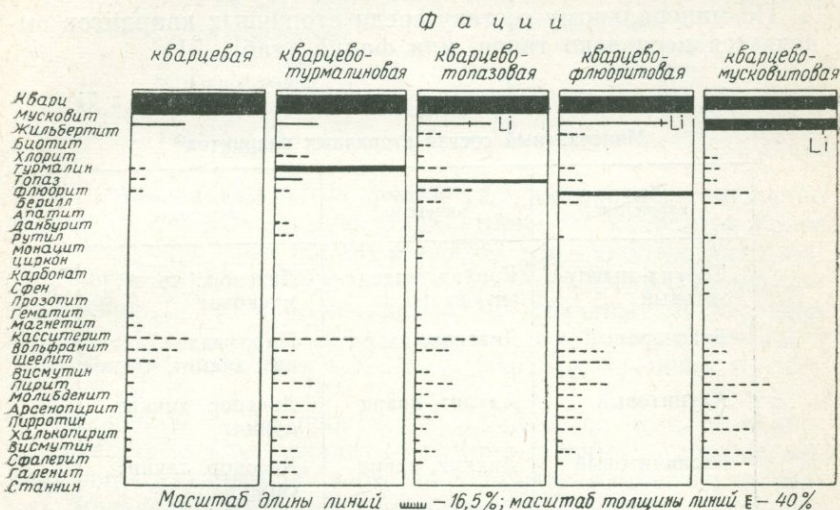
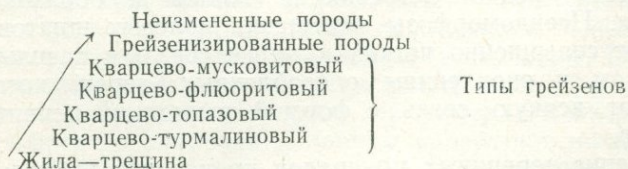


Рис. 204. Соотношения между минералами различных типов грейзенизации. Пунктиром показано содержание минерала меньше 5% (по Н. И. Наконнику).

грейзены с примерно равным содержанием турмалина, топаза, флюорита и мусковита.

Порядок размещения отдельных типов грейзенов в направлении от жилы к неизменным породам всегда одинаков и может быть представлен следующим рядом:



В среднетемпературных гидротермальных комплексах процессы изменения боковых пород ведут к окварцеванию, серицитизации, лиственитизации, хлоритизации, карбонатизации, березитизации и серпентинизации.

При *окварцевании* возникают вторичные кварциты — гидротермально-метасоматические породы, которые являются окварцованными продуктами измененных кислых и средних пород, главным образом вулканических. Кроме кварца, отмечаются пирит, гематит, рутил, серицит, алунит, каолинит, пирофиллит, андалузит, диаспор, корунд, топаз, цуниит и некоторые другие второстепенные минералы.

По минеральному составу среди вторичных кварцитов выделяется несколько типов, или фаций (табл. 71).

Таблица 71

Минеральный состав вторичных кварцитов*

Тип кварцитов	Главные минералы	Второстепенные минералы
Корунд-андалузитовый	Корунд, андалузит, кварц	Диаспор, топаз, мусковит
Диаспоровый	Диаспор, кварц	Пирофиллит, алунит, диккит, цуниит
Алунитовый	Алунит, кварц	Диаспор, диккит, цуниит
Каолинитовый	Диккит, кварц	Диаспор, алунит, серицит
Пирофиллитовый	Пирофиллит, кварц	Диаспор, диккит, серицит
Серицитовый	Серицит, кварц	Некоторые сульфиды

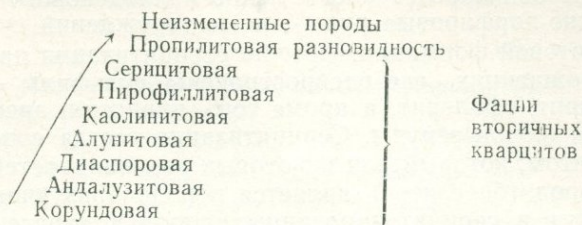
* Рутил, пирит и гематит присутствуют во всех типах вторичных кварцитов как второстепенные минералы.

Преобладающая форма минералов во вторичных кварцитах — псевдоморфозы замещения первичных минералов. Сравнительно редко встречаются жилки и образования в пустотах. Псевдоморфозы замещения полевых шпатов переходят от совершенно четких к менее светлым расплывчатым пятнам и скоплениям обособленных зерен, которые утрачивают всякую связь с формой выделений первичных минералов.

Замещение первичных минералов происходит избирательно. Так, полевые шпаты замещаются кварцем, минералами алюминия, а также алюминия и кремния. Темноокрашенные минералы замещаются кварцем, рутилом, пиритом (или гематитом) в ассоциации с серицитом, диккитом, пирофиллитом, алунитом.

Магнетит первичных пород замещается пиритом. Первичный кварц почти не замещается вторичными минералами.

Минеральные фации обычно образуют следующую зональность:



В пределах отдельных фаций распространены замещение и разъедание ранних минералов вторичных кварцитов более поздними. При этом обнаруживается, что наиболее часто замещаются минералы внутренних фаций — корунд, андалузит и диаспор. С вторичными кварцитами связаны месторождения андалузита, корунда, диаспора, алунита, пирофиллита, а также сульфидных руд Cu, Pb, Zn, Au, Ag, частично Hg, Sb, As, Mo и Fe.

Несколько иначе происходит процесс окремнения карбонатных пород. Под влиянием гидротермальных растворов, образующих главным образом месторождения цветных и редких металлов, карбонатные породы замещаются кварцем. При этом рудные минералы располагаются в зонах окварцевания.

Серицитизация, то есть процесс замещения серицитом (тонкочешуйчатой или волокнистой разновидью бесцветных слюд) алюмосиликатов первичных горных пород, наиболее ярко проявляется в древних эффузивных породах и туфах, сопровождающих эффузивные породы. Легче всего поддаются серицитизации основные плаггиоклазы.

Форма зон серицитизации в значительной мере определяется формой минеральных месторождений. В жильных месторождениях простой формы, которые находятся в однородных породах, серицитизация наблюдается в виде симметричных полос висячем и лежащем боках жилы. При густой системе жилок серицитизация распространяется на значительные массы вмещающих пород. Например, в месторождениях штокверкового типа или в дайках гранит-порфира, которые содержат много рудных кварцевых жил, происходит своеобразный процесс перехода в серицит-кварцевую породу, известную под названием *березита* (сам процесс называется *березитизацией*).

Размер серицитовых зон колеблется в значительных пределах — от долей миллиметра до нескольких метров.

Серицитизация чаще всего сопровождается месторождения колчеданной, полиметаллической и золото-кварцевой формации. Она характерна также для месторождений редких металлов, особенно рассеянного медно-молибденового оруденения (медно-порфиновые руды), и месторождений сульфидно-касситеритовой формации. Обычно серицитизация происходит в месторождениях, где распространены сульфиды — пирит, халькопирит, сфалерит, а кроме того, пирротин, арсенопирит, галенит и блеклые руды. Серицитизация всегда сопровождается пиритом, который для некоторых разновидностей серицитовых пород (березитов) является породообразующим.

Серицит в серицитизированных породах парагенетически связан с другими минералами, особенно первичным и вторичным кварцем.

В ассоциации с серицитом часто находятся карбонаты — доломит, кальцит, анкерит, реже сидерит и магнезит. Наличие последнего ведет к *лиственнитизации* пород, то есть к образованию так называемых *лиственитов*. Лиственнитизация характерна для ультраосновных пород и происходит под влиянием тех же растворов, которые вызывают березитизацию гранит-порфиров.

Лиственнитизация сводится главным образом к карбонатизации пород. На некотором расстоянии от жил серпентин замещается тальком с магнезитом или брейнеритом, ближе к жилам он полностью карбонатизируется, замещаясь кварц-брейнеритовыми или кварц-магнезитовыми породами, которые содержат примеси мусковита, хлорита и рудного минерала (особенно пирита, миллерита, гематита). При более интенсивном замещении происходит привнос кальция с замещением брейнерита анкеритом или магнезита доломитом.

При серицитизации пород с магнезиально-железистыми минералами одновременно с серицитом развиваются магнезиально-железистые хлориты. Их количество обычно возрастает с увеличением основности первичной породы.

Хлоритизация — процесс преобразования магнезиально-железистых минералов в хлориты под влиянием гидротермальных растворов — редко происходит самостоятельно. Обычно она тесно связана с другими гидротермальными процессами изменения боковых пород: с турмалинизацией (грейзенизацией), серицитизацией, окварцеванием и пропицитизацией. Хлоритизированные околорудные породы постепенно переходят или в рудное тело, или в зону пород с преобладанием других околорудных изменений (например, серицитизации).

Практически в хлоритсодержащих породах находится не только хлорит, но и кварц, серицит, иногда биогит, амфиболы, турмалин, гранат и карбонаты.

Наиболее типичными ассоциациями хлоритовых пород рудных месторождений являются кварц—хлорит; кварц—хлорит—серицит; кварц—хлорит—биотит; кварц—хлорит—турмалин; кварц—хлорит—карбонаты (табл. 72).

Таблица 72

Типы хлоритов в минеральных месторождениях

Месторождения	Тип хлорита		
	магнезиальный	железисто-магнезиальный	железистый
Сульфидно-касситеритовые			+
Колчеданные		+	
Медно-пирротиновые		+	
Медно-висмутовые	+		
Свинцово-цинковые	+		
Серебряно-свинцовые	+		
Ферберито-антимонитовые	+		
Железорудные	+		
Золоторудные		+	+
Хромитовые	+		
Пьезокварцевые		+	

Карбонатизация связана с вытеснением из вмещающих известняков катионов Са, привнесом катиона Mg и образованием доломитовых, анкеритовых, сидеритовых, магнезитовых и других карбонатных пород. Этот процесс чаще всего характерен для месторождений свинцово-цинковых и полиметаллических руд и особенно типично проявляется в низкотемпературных месторождениях долины рек Миссури—Миссисипи и хребта Каратау.

Серпентинизация происходит за счет изменения оливина, ромбического пироксена и, реже, моноклинного пироксена (см. стр. 274—275).

С низкотемпературными гидротермальными месторождениями связаны серпентинизация, окремнение, доломитизация, алунизация, рассмотренные выше, а также пропилизация и аргиллитизация (образование минералов глин при гидротермальных процессах).

Пропилитизация, то есть процесс изменения вулканических толщ, генетически связанная с геологическим циклом их формирования, наступает вслед за извержением лав и туфов среднего и кислого состава под действием гидротермальных растворов, которые выделяются из интрузивных тел. Эти тела внедряются в основном в виде малых интрузий в вулканические толщи. Пропилитизация происходит в условиях незначительных глубин, обычно сопровождается образованием адуляра (ортоклазизация), чаще всего приурочена к полям проявления магматической деятельности и имеет плоскостное развитие. При пропилитизации цветные минералы замещаются хлоритом, эпидотом, кальцитом, серицитом, цеолитами и другими минералами с одновременным образованием пирита. Полевые шпаты замещаются альбитом и адуляром. Наиболее часто пропилитизируются андезиты, базальты, реже риолиты и вообще кислые породы. Пропилитизация связана с образованием месторождений цветных и драгоценных металлов, в частности золота и серебра.

Аргиллитизация происходит вследствие замещения первичных минералов породы гидрослюдами, монтмориллонитом, аллофаном, накритом, галлуазитом, а затем каолинитом и дикситом. Кремнезем выделяется в основном в виде скрытокристаллических разностей.

Железо и титан исходной породы идут на образование пирита и рутила.

Возможно, что в процессах аргиллитизации, наряду с сольфатарными продуктами, участвовали также поверхностные воды. С зонами аргиллитизации чаще всего связаны месторождения меди, серебра, золота, а также киновари, антимонита, реальгара и аурипигмента.

МИНЕРАЛЫ ЭКЗОГЕННОГО ТИПА

Минералы экзогенного типа разделяются на два подтипа: подтип минералов процессов выветривания и подтип минералов осадочных образований.

ПОДТИП МИНЕРАЛОВ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучению минералогии зоны выветривания и процессов, происходящих в ней, много внимания уделяли К. Д. Глинка, Б. Б. Полюнов, И. И. Гинзбург и другие исследователи.

Как уже отмечалось, в процессе выветривания возникают остаточные продукты, залегающие на месте материнской породы (кора выветривания), и продукты, которые вмываются

Общий минеральный состав коры выветривания

Породы, на которых сформирована кора выветривания	Новообразованные минералы	
	главные	второстепенные
Ультраосновные	Кварц, халцедон, опал, гидроокислы железа, непунт, кальцит, арагонит, доломит, магнезит, керолит, гарниерит, нонтронит	Гидроокислы марганца, брусит, артинит, гидроталькит, гипс, сепиолит, тальк, палыгорскит, джефферизит, гидрохлорит, вермикулит, гидрослюда, каолинит, галлуазит, ферригаллуазит, монтмориллонит, бейделлит, волконскоит, хризопраз, асболоан
Базальты	Монтмориллонит, нонтронит, галлуазит, гидроокислы железа, кварц, халцедон, опал, кальцит, хлорит, палыгорскит	Гидроокислы марганца, джефферизит
Граниты	Каолинит, гидрослюда, гидроокислы железа, гиббсит	Галлуазит, гетит, опал, пирит, марказит, сидерит, гематит, магнетит, бемит
Диориты	Каолинит, гидроокислы железа, гидрослюда, гидрохлорит	Гидроокислы марганца, кварц, нонтронит
Нефелиновые сиениты	Гидрослюда, монтмориллонит, бейделлит, гидроокислы железа	Сапонит, нонтронит, цеолиты (филлипсит, томсонит, натролит), халцедон, гиббсит, кварц
Выцветы на почвах	Галит, гипс, мирабилит, эпсомит	Кизерит, галотрихит, сода, селитра, бура
Известняки и мергели	Кальцит, гидроокислы железа, сферосидерит, халцедон, кремь	Кварц, псиломелан, вад
Гипсоносные породы	Гипс, целестин, барит, сера, арагонит, кальцит	Палыгорскит, гидроборацит, боронатрокальцит, иниоит, пандермит, колеманит, ашарит
Глинистые и песчано-глинистые породы	Каолинит, глауконит, фосфорит, вивианит	Марказит, пирит, ярозит

(инфильтруются) в толщи коры выветривания (табл. 73). Соответственно этому можно выделить классы остаточных и инфильтрационных минеральных комплексов.

Класс минералов остаточных образований

Этот класс представлен следующими формациями: латеритной; силикатов никеля; окислов и гидроокислов марганца; глинистых минералов; гипсовой шляпы; железной шляпы.

Латеритная формация тесно связана с выветриванием ультраосновных и щелочных пород, на месте которых в результате выветривания остаются отложения, обогащенные гидроокислами железа и глинозема. Такие образования называются *латеритами*, а сам процесс их возникновения — *латеритизацией*. Эта формация, обычно представленная плащеобразными телами, переходящими на глубине в материнские породы, формируется в условиях жаркого и влажного климата.

В латеритных образованиях наблюдается определенная зональность, которую А. Лакруа назвал *латеритным профилем*. В этом профиле различаются зоны: 1) зона свежей породы; 2) зона разложения (4—15 м), сложенная каолинитом; 3) пятнистая зона (2—10 м), сложенная в основном тригидратными соединениями алюминия с примесями гидроокислов железа; 4) железная корка (0,3—2,5 м), сложенная гидроокислами железа, а частично также магнетитом и тригидратом алюминия.

Главными минералами месторождений латеритной формации являются лимонит, гиббсит и каолинит, которые находятся в тонкодисперсном состоянии.

В комплексах, сформировавшихся на ультраосновных породах (Елизаветинское месторождение на Урале, месторождения Филиппинских островов), почти исключительную роль играет лимонит, в котором находятся силикаты никеля, а также неразложенные зерна хромшпинелидов и титаномагнетита. В комплексах, сформировавшихся на кислых и щелочных породах (месторождения Индии, Гвианы, Австралии), наряду с лимонитом, важное значение имеет гиббсит.

Формация силикатов никеля тесно связана с выветриванием массивов ультраосновных пород. Ее образования имеют форму линз, гнезд и жилообразных тел. В ее состав входят различные разновидности никелевых монтмориллонитов и галлуазитов, а также силикаты никеля (табл. 74), возникающие за счет серпентинов (рис. 205).

Руды обычно представлены землистыми порошковидными или мучнистыми массами, которые рассыпаются на воздухе.

а также кремниевыми разновидностями, характеризующимися большим количеством пор и пустот от выщелачивания.

По преобладанию отдельных никельсодержащих минералов месторождения этой формации, в частности месторождения Урала, можно разделить на три вида: 1) нонтронитовый, 2) силикатно-никелевый, 3) галлуазито-ферригаллуазитовый.

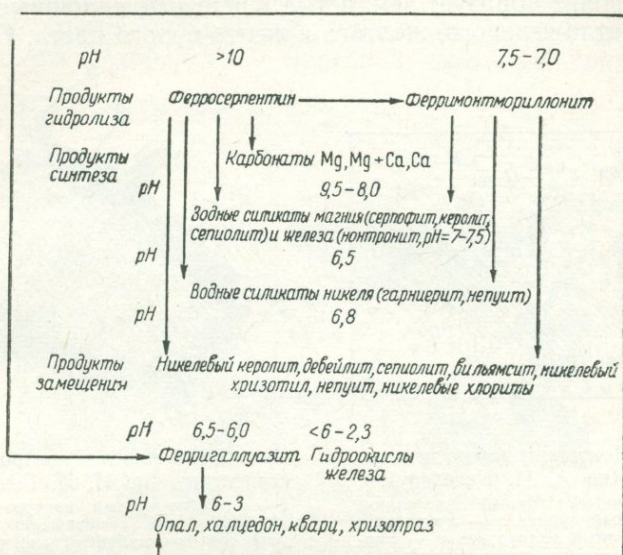


Рис. 205. Схема образования силикатов никеля при выветривании ультраосновных пород (по И. И. Гинзбургу).

В нонтронитовом виде главным никелевым минералом является никельсодержащий нонтронит. Другие никельсодержащие минералы играют подчиненную роль.

Таблица 74

Минеральный состав формации силикатов никеля

Главные минералы	Второстепенные минералы
Кварц, халцедон, хризопраз, бурые железняки, никельсодержащий вад, кальцит, никельсодержащие гидросиликаты магния, доломит, магнезит, серпентин, хризотил-асбест, гарниерит, ревдинскит, керолит, тальк, нонтронит, серпентин, асболоан	Магнетит, пиролюзит, арагонит, сепиолит, бейделлит, монтмориллонит, хромсодержащий нонтронит, гипс

Значительные скопления нонтронита встречаются в связи с выветриванием серпентинитов (рис. 206). Их нонтронитизация начинается с позеленения лейст и чешуек антигорита, по которому нонтронит иногда образует псевдоморфозы. В сетчатых серпентинитах развитие этого процесса чаще всего начинается с периферии (рис. 207).

Нонтронит образует землистые и плотные сплошные скопления светло-зеленого, желтого и желто-бурого цвета. Наблю-

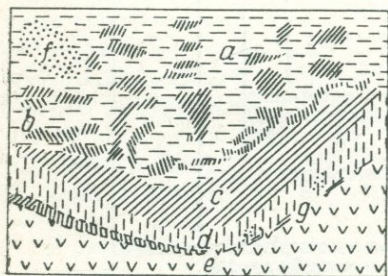


Рис. 206. Нонтронит-галлаузитовая залежь (по А. И. Киселеву).

a — охристый бурый железняк; *b* — железный сурик; *c* — нонтронит; *d* — обожренный галлаузит; *e* — карбонатизированный, разрушенный серпентинит; *f* — кремнистые скелеты; *g* — асболов-вад.

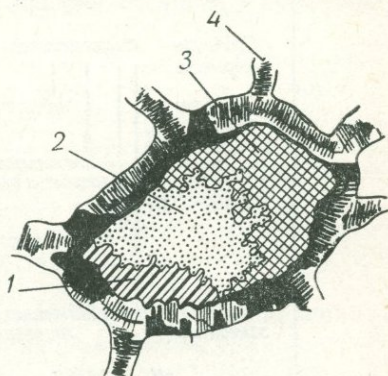


Рис. 207. Развитие нонтронита по серпентину (по И. И. Гинзбургу).

1 — зелено-желтый нонтронит, иногда обожренный с периферии; *2* — белый скрыточешуйчатый минерал; *3* — изотропный серпентин; *4* — хризотил.

даются микрочешуйчатые и чешуйчатые агрегаты. Размер зерен нонтронита колеблется от 0,01 до 0,25 мм.

Согласно исследованиям И. И. Гинзбурга, никель в нонтронитах изоморфно замещает магний.

В силикатно-никелевом виде основными минералами являются гарниерит и непуит. Определенную роль играют также никельсодержащие силикаты — галлаузит, ферригаллаузит, керолит.

Все эти минералы обычно находятся вместе и возникают за счет выветривания серпентинитов. Они встречаются в форме жил, гнезд, включений, заполнений пустот (рис. 208), пленок, тонкораспыленных масс. Размер зерен этих силикатов лишь в редких случаях достигает 0,10—0,50 мм.

В галлаузитовом и ферригаллаузитовом виде главную роль играют никельсодержащие разновидности этих минералов. Второстепенное значение имеют силикаты никеля (гарниерит, непуит) и никельсодержащий вад.

Формация окислов и гидроокислов марганца связана с выветриванием осадочных и карбонатных руд марганца, а также метаморфогенных пород, обогащенных марганцем (марганцевая шляпа). Эта формация имеет вид плащеобразных тел, которые с глубиной переходят в коренные марганецсодержащие породы.

Легче других марганцовых минералов в зоне окисления разлагаются карбонаты марганца, которые, окисляясь,

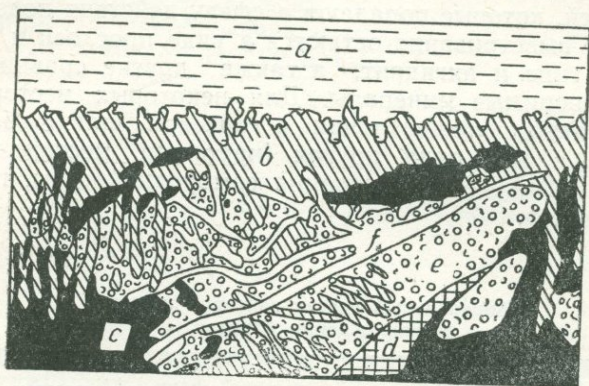


Рис. 208. Залежь силикатно-никелевых руд (по А. И. Киселеву).

a — почва; *b* — бурый железняк; *c* — табачно-зеленая «оспенная» никелевая руда; *d* — концентрация асболона-вада; *e* — разрушенный пористый серпентинит с вкрапленностью «оспенной» никелевой руды; *f* — кремнистые скелеты.

переходят в гидроокислы четырехвалентного марганца, преимущественно в вернадит и псиломелан. Сравнительно часто разлагаются также силикаты марганца, в частности родонит. Главными минералами продуктов окисления и в этих случаях являются вернадит, минералы группы псиломелана, в том числе рансьерит (кальциевый псиломелан), и пиролюзит. В зоне окисления изменяются также манганит и даже гаусманит и браунит. Последние вначале замещаются псиломеланом, который постепенно переходит в пиролюзит.

Глубина окисления для разных месторождений колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Окисленные руды часто представлены плотными разностями черного или буровато-черного цвета вследствие примесей бурого железняка.

Для формации глинистых минералов характерны плащеобразные тела, гнезда и карманы в коренных породах. Мощность тел колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров.

Наиболее развит здесь каолинит, который образуется за счет разнообразных пород, в частности кислых полевошпатовых (например, первичные каолины Украины связаны главным образом с гранито-гнейсами и гранитами). Каолиновые залежи имеют плащеобразную форму. Мощность их колеблется чаще всего в пределах 2—3 м, хотя в отдельных месторождениях достигает 100 м и больше. Каолины состоят почти полностью из кварца и каолинита.

Формация гипсовой шляпы связана с отложениями солей, которые попадают в сферу действия подземных вод. После выветривания остаются в виде прослоек и вкрапленников гипс и ангидрит, а также другие сравнительно труднорастворимые минералы. Для некоторых месторождений характерна концентрация в гипсовой шляпе боратов (табл. 75), а для ряда других (например, месторождений Луизианы, США) — концентрация самородной серы, галенита и сфалерита.

Т а б л и ц а 75

Минеральный состав гипсовой шляпы
месторождения боратов

Главные минералы	Второстепенные минералы	Редкие минералы
Гипс, гидроборатит, ашарит	Борснатрокальцит, инионит, колеманит, пандермит, ангидрит	Индерит, индерборит, курнаковит, данбурит

В тех случаях, когда грунтовые воды, богатые серной кислотой, циркулируют в известняках, углекислый кальций замещается сернокислым и возникают инфильтрационные месторождения гипса, составляющие гипсовую формацию. Этот процесс обычно совершается тогда, когда в породах содержится вкрапленность пирита. Наиболее интенсивно известняк замещается гипсом вдоль трещин в известняках, по которым циркулируют сернокислые растворы.

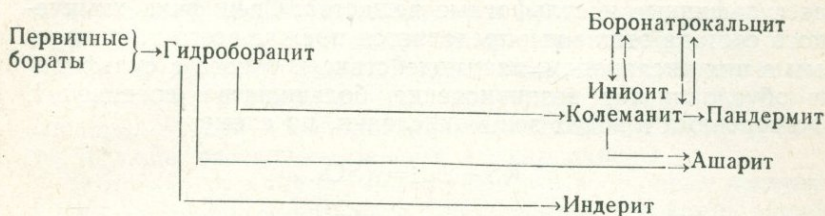
Вторичные скопления боратов образуют в гипсовой толще пластообразные отложения, линзы, прожилки и отдельные желваки. Первичные же бораты отложились из морской воды вместе с карналлитом или другими солями и были рассеяны среди них в незначительных количествах.

Первичная борная минерализация, очевидно, была представлена магниезиальными боратами. После выхода соляного месторождения на поверхность под действием поверхностных

вод произошло перенесение и переотложение боратов. При этом растворялись калиевые соли и галит, а ангидрит переходил в гипс, что создавало благоприятные условия для возникновения гидробората при реакции между первичными магниальными боратами и ангидритом.

При дальнейшем влиянии водных растворов гидроборат становится неустойчивым и переходит в другие борные минералы — боронатрокальцит, иниоит, колеманит и индерит, а позднее — в ашарит и гипс.

Общий ход преобразования боратов можно представить такой схемой (по М. Н. Годлевскому):



Формация железной шляпы представляет собой зону окисления сульфидных месторождений и обычно образует плащеобразные тела, которые с глубиной постепенно переходят в первичные неокисленные руды.

Обычно мощность зоны окисления определяется несколькими метрами, а в отдельных случаях достигает 600 (рудник Тинтик в штате Юта, США) и даже 900 м (рудники Лонели в Южной Родезии).

Образование железной шляпы связано с тем, что сульфиды оказываются неустойчивыми в растворах, содержащих свободный кислород, и постепенно переходят в кислородные соединения — окислы, гидроокислы, сульфаты, карбонаты. Быстрота такого перехода зависит от минерального состава и других особенностей месторождения (характера боковых пород, климата, рельефа, тектоники и т. д.).

Вообще, сульфиды неустойчивы в зоне просачивания (рис. 81, стр. 126), где растворение преобладает над отложением, и устойчивы в зоне застойных вод. В зоне «истечения» наблюдаются некоторые средние условия, хотя она все же более близка к зоне застойных вод.

Процессы, развивающиеся в зоне окисления, ведут к полному отделению серы от металлов, с которыми она была связана в первичных минералах. Наиболее важны следующие процессы:

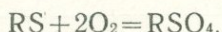
1) окисление сульфидов, дающих начало разнообразным, в большинстве легкорастворимым сульфатам, в виде кото-

рых выносятся значительная часть материала из зоны окисления;

2) осаждение из сульфатных растворов кислородных соединений, которые часто совсем не содержат серы (карбонатов, окислов, гидроокислов);

3) растворение и переотложение кислородных соединений, также ведущих к освобождению зоны окисления от ряда элементов.

Воды, промывающие зону окисления, являются специфически сульфатными и приближаются к нормальным поверхностным водам лишь в конечной стадии изменения сульфидного материала, когда зона окисления теряет почти все сульфидные и сульфатные вещества. Специфика химического состава этих вод определяется прежде всего растворенным в них кислородом, взаимодействие которого с сульфидами обуславливает возникновение большинства соединений, растворенных в водах зоны окисления, по схеме:



Воды зоны окисления характеризуются низким рН и высоким содержанием Cu , Zn и Fe (обычно в виде сульфатов).

Быстрота окисления и растворения сульфидов в различных реагентах неодинакова (табл. 76).

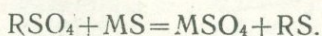
Таким образом, устойчивость различных сульфидов в зоне окисления определяется не только их природой, а и соотношением активных реагентов в растворах, омывающих первичные руды.

Таблица 76

Последовательность окисления сульфидов

Реагенты	Минералы
$H_2O + O$	Сфалерит, халькозин, пирротин, халькопирит, пирит, галенит, энаргит, аргентит
H_2SO_4	Пирротин, тетраэдрит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, марказит, пирит
$Fe_2(SO_4)_3$	Пирротин, тетраэдрит, галенит, арсенопирит, сфалерит, пирит, энаргит, марказит, халькопирит
$CuSO_4$ (без доступа кислорода)	Галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит, борнит, пирит, ковеллин, халькозин

В зоне окисления может происходить осаждение минералов из сульфатных растворов, когда резко снижается их кислотность. На кислотность растворов в значительной мере влияют карбонатные боковые породы, а также первичные сульфиды, при встрече с которыми из сульфатных растворов осаждаются отдельные компоненты по следующим возможным реакциям:



В развитии зоны окисления можно выделить три стадии. В начальную стадию сульфидные и другие гипогенные минералы только начинают изменяться. Новообразований мало, и они в основном представлены продуктами окисления и растворения сульфидов под влиянием вод, содержащих кислород. Среди новообразований наиболее развиты сульфаты и лишь частично — окислы и гидроокислы.

В промежуточной стадии окисления вторичный материал преобладает над гипогенным. Большинство сульфидов окислено, однако часть их присутствует в рудах. Довольно много сульфатов (и в растворах, и в твердой фазе). Наряду с ними развиваются карбонаты, окислы, гидроокислы, силикаты. Происходит интенсивный вынос ряда элементов, в основном в сульфатной форме.

В конечную стадию сульфидов почти нет и значительно уменьшается количество сульфатов. Роль аниона $[SO_4]^{-2}$ в водах очень мала. Под влиянием угле- и кремнекислоты еще сохранившиеся сульфаты замещаются карбонатами, силикатами и другими кислородными соединениями, не содержащими серы. Происходит дальнейший вынос тяжелых металлов, однако уже главным образом в форме бикарбонатов. В конце концов зона окисления окончательно освобождается от тяжелых металлов и состоит лишь из минералов кремнезема, а также окислов и гидроокислов железа и марганца.

В пределах одного и того же месторождения различные горизонты могут находиться на разных стадиях развития, что полностью определяется рассмотренными выше факторами. Обычно верхние горизонты и особенно приповерхностный слой находятся на более поздней стадии развития, нежели средние и нижние горизонты. Для большинства зон окисления наблюдается следующая общая последовательность минеральных ассоциаций: сульфиды—сульфаты (иногда также окислы и гидроокислы)—карбонаты—силикаты.

Гидроокислы железа — постоянные и довольно устойчивые компоненты зоны окисления. В связи с этим в тех случаях,

когда окисление и выщелачивание зашло далеко, зона окисления состоит в основном из бурых железняков (лимонитов). Лимониты в зоне окисления могут заполнять пустоты в виде натечных и земляных скоплений или замещать различные минералы, сохраняя при этом некоторые особенности их внешнего ограничения (рис. 209).

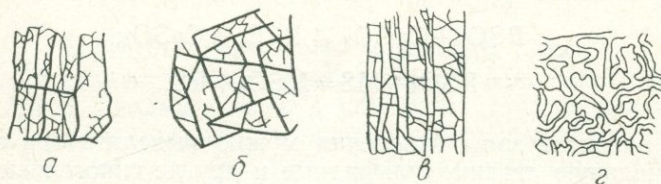


Рис. 209. Схема ячеек лимонита, образовавшегося за счет сульфидов (по Р. Бленчарду и П. Босуэлу).
а — из халькопирита; *б* — из борнита; *в* — из галенита; *г* — из тетраэдрита.

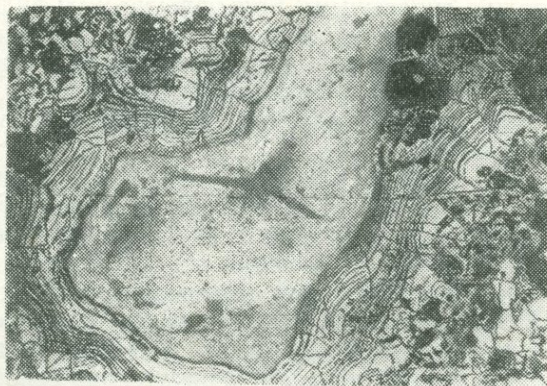


Рис. 210. Замещение галенита (светло-серое) англезитом в виде каемки колломорфной структуры. Ув. в 64 раза (по Б. И. Вейц).

Для минералов, образовавшихся в зоне окисления, характерно ритмичное чередование в виде натечно-зональных каемок, которое является результатом последовательного замещения с периферии первичных сульфидов (рис. 210). Здесь наблюдаются также типичные натечные агрегаты и петельчатые структуры.

Минеральный состав зоны окисления сульфидных месторождений приведен в таблице 77.

Минеральный состав зоны окисления сульфидных месторождений

Месторождения	Главные минералы	Второстепенные минералы
Медные	Самородная медь, куприт, малахит, азурит, хризоколла, мелаконит, халькозин, ковеллин	Халькантит, брошантит, линарит, англериит, диоптаз, тенорит, либетенит, оливенит, элит, торбернит, атакамит
Цинковые	Смитсонит, каламин	Аурихальцит, админ, госларит, цинково-медный мелантерит, гидроцинкит
Серебряные	Самородное серебро, кераргирит	Электрум, аргентит
Свинцовые	Церуссит, англезит, пироморфит, вульфенит, крокоит, масикот	Ванадинит, деклаузит, штольцит, сурик, фосгенит, ледгиллит, линарит, плюмбоарзит
Мышьяковые	Скородит, миметезит, бедантит	Питтицит, арсенолит, самородный мышьяк
Сурьмяные	Валентинит, сервантит, стибюконит	Сенармонит, биндгеймит, кермезит
Молибденовые	Повеллит, молибдит, вульфенит	Ферримолибдит

Класс минералов инфильтрационных процессов

Инфильтрационные минеральные комплексы представляют собой продукты выветривания, вынесенные из района циркуляции грунтовых вод в виде разведенных растворов. В толщах горных пород, в частности в коре выветривания, они растворяют некоторые компоненты вмещающих пород и вместо них откладывают новые минералы. Инфильтрационные процессы играли некоторую роль и в формировании продуктов выветривания.

В инфильтрационном классе можно выделить следующие формации: сферосидеритовую; карнотит-роскоэлитовую; патронитовую; баритовую; фосфоритовую; вторичного сульфидного обогащения.

Сферосидеритовая формация возникает за счет взаимодействия растворов, содержащих железо в виде бикарбонатов или сульфатов, с карбонатными породами. Между раствором и первичным карбонатом происходит реакция обмена, в результате которой карбонат (обычно кальцит) метасоматически замещается сидеритом.

В этой формации руды обычно состоят из сидерита или сферосидерита, который в карбонатных породах образует гнезда и пластообразные тела, сложенные стяжениями, иногда



Рис. 211. Карнотит-роскоэлитсодержащий песчаник рудника Примос (Колорадо, США). По Франку Л. Хессу.

имеющими до 0,5 м в сечении. Сидерит устойчив только в восстановительных условиях и в большинстве случаев преобразован в бурые железняки.

Минералы карнотит-роскоэлитовой формации возникают из сульфатных растворов ванадия или урана, осаждающихся из растворов в виде карнотита и роскоэлита под влиянием кальцита известкового цемента песчаников или растительных остатков. Для карнотита и роскоэлита характерны пластообразные скопления, линзы, прожилки и вкрапленность в песчаниках (рис. 211). Иногда карнотитом и роскоэлитом полностью замещены окаменевшие стволы деревьев.

Вместе с ярко-желтым порошковидным карнотитом и зеленоватым или красновато-бурым чешуйчатым роскоэлитом находятся черные землистые массы ванооксида, хьюетит, малахит, брошантит и гипс, а также урано-ванадаты (тюямунит, раувит), циппеит, халькозин, пирит, кальцит.

Типичным для патронитовой формации является месторождение Минас-Рагра в Перу, представленное жильными и линзовидными телами в глинистых сланцах, состоящих из черного аморфного патронита и асфальтообразного вещества с примесями бравоита и молибденита.

Баритовая формация возникает за счет выщелачивания поверхностными водами бария, рассеянного среди карбонатных пород и позднее переотложенного в карстовых пустотах, часто вместе с ванадинитом (рис. 212). Известно лишь одно крупное месторождение барита этой формации (Мегген в ФРГ), представляющее собой пластообразную залежь мощностью 1,5—6 м. Наряду с баритом здесь наблюдаются слои пирита.

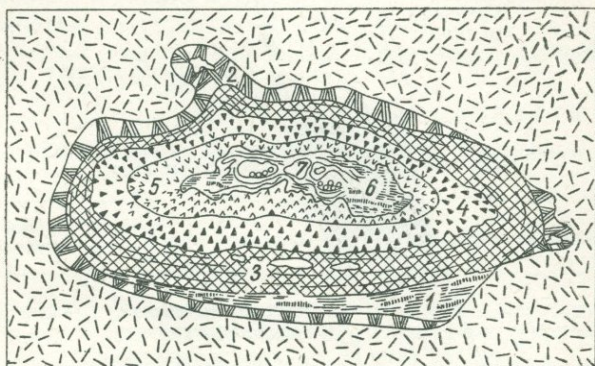


Рис. 212. Разрез баритового месторождения Тюя-Муюн (по А. Е. Ферсману).

1 — карстовая сталагмитовая кора; 2 — шестоватый сталактит; 3 — рудный мрамор; 4 — красный барит; 5 — барит медовый и водяно-прозрачный; 6 — сталагмитовая кора и «красная земля» позднего карста; 7 — пустоты.

Фосфоритовая формация возникает в результате выветривания фосфатизированных известняков, песчаников и мергелей, чаще всего в условиях тропического климата. Под действием содержащихся в поверхностных водах гумусовых кислот $[PO_4]^{-3}$ относительно легко переходит в раствор и выносится, а потом откладывается в порах известняка или в карстовых пустотах в форме фосфата кальция. Фосфорнокислый кальций может отлагаться и при замещении кальцита известняков, а также быть нерастворимым остатком при их выветривании.

Формация вторичного сульфидного обогащения образуется обычно в нижних горизонтах зоны «истечения» и в верхних горизонтах зоны застойных вод (рис. 81, стр. 126) и переходит в зону первичных сульфидных руд (рис. 213).

Мощность зоны вторичного сульфидного обогащения колеблется от нескольких метров до десятков метров, а в некоторых случаях достигает даже 400 м (рудник Юта Коппер в месторождении Бингем, США). Вторичные сульфиды этой зоны возникают за счет взаимодействия сульфатных раство-

ров, которые просачиваются из зоны окисления, с первичными сульфидами (главным образом сульфидами меди, иногда серебра) по следующим возможным реакциям:

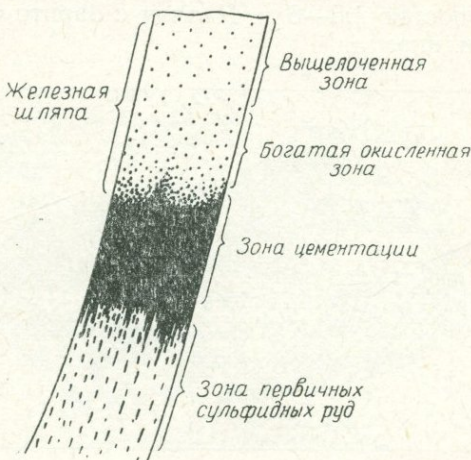
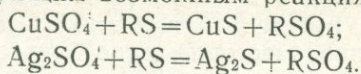


Рис. 213. Вторичная зональность сульфидных месторождений.

Ртуть	Серебро	Медь	Свинец	цинк	Железо
Ртуть					
Серебро					
Медь				Псевдо-морфозы	псевдо-морфозы
Свинец					
Цинк					Вытесняет железо
Железо					

Рис. 214. Порядок метасоматического замещения первичных сульфидов (по Шурману).

Взаимодействие сульфатов с первичными сульфидами определяется рядом Шурмана (рис. 214), в котором металлы расположены в порядке увеличения растворимости их сульфидов в воде. Каждый сульфид металла, стоящий ниже, метасоматически замещается сульфидом металла, который нахо-

дится выше. Например, сульфид серебра замещает сульфиды меди, свинца, цинка и железа.

Наблюдения показали, что наиболее мощные зоны сульфидного обогащения встречаются в тех случаях, когда первичные руды представлены пиритом и халькопиритом.

Образование минералов зоны вторичного сульфидного обогащения обычно начинается с выделения их по трещинам между первичными сульфидами. Вторичные сульфиды, замещающие первичные, вначале цементируют их реликты, а затем могут полностью вытеснить эти минералы.

Минеральный состав формации вторичного сульфидного обогащения приведен в таблице 78.

Таблица 78

Минеральный состав формации вторичного сульфидного обогащения

Тип месторождения	Главные минералы	Второстепенные минералы
Полиметаллические	Халькозин, аргентит, самородное золото, серебро и медь	Ковеллин, марказит, сера, кварц, самородный висмут
Вкрапленные медные руды	Халькозин, ковеллин, борнит	Самородная медь, хризоколла, куприт

ПОДТИП МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИИ

Минеральные комплексы осадочного происхождения разделяют на три класса: механические, химические и биохимические.

Класс минералов механических осадков

Среди механических осадочных образований можно выделить формации: золота; платины; алмаза; монацита; циркона; танталита и колумбита; касситерита, вольфрамита и шеелита; ильменита и рутила; кварцевых песков; минералов глин; перетолженных бокситов; перетолженных фосфоритов.

Минералы формации россыпного золота находятся в пластах, возникших за счет разрушения месторождений золото-кварцевого и золото-сульфидного типа и состоящих из обогащенных золотом участков около плотика. Известны элювиально-делювиальные, аллювиальные и морские россыпи золота, причем наиболее распространены аллювиальные. Разрезы аллювиальных россыпей различных золотоносных районов неодинаковы, но в общем соответствуют

схеме, приведенной на рис. 215. Мощность обогащенной толщи составляет в среднем 0,80—1,20 м, мощность песков достигает 8 м, торфа — 3—8 м.

Обычно золотоносные аллювиальные россыпи имеют вид длинных плоских лентообразных залежей, длина которых чаще всего измеряется несколькими километрами (иногда да-

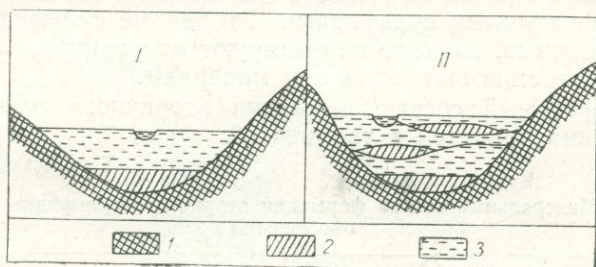


Рис. 215. Схематический разрез простой (I) и сложной (II) россыпи.

1 — плотик; 2 — пески; 3 — торфы.

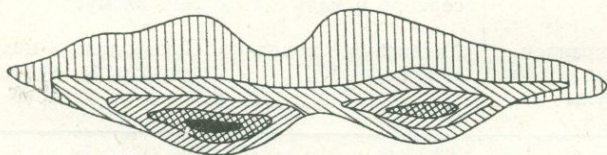


Рис. 216. Схематический поперечный разрез россыпи. Уменьшение содержания золота от ядра россыпи к периферии показано густотой штриховки (по Ю. А. Библинну).

же превышает 100 км), а ширина — десятками или немногими сотнями метров.

Каждая россыпь имеет наиболее богатое ядро (сплошное или распадающееся на отдельные гнезда), окруженное зонами, содержание золота в которых постепенно уменьшается (рис. 216).

В вертикальном разрезе россыпи максимальное содержание золота приходится в основном на поверхность плотика или нижние части аллювия на некоторой высоте над плотиком.

Размер золотинок колеблется в очень широких пределах: наблюдаются как пылевидные частички, так и крупные куски весом в десятки килограммов. Но большинство золотинок имеет 0,25—10 мм в сечении. Частички золота, которые резко выделяются по своей величине из общей массы, называются самородками (рис. 217). Для большинства россыпей вес самородков ограничен 0,2—0,5 г, самородки весом 1—10 г

наблюдаются почти в каждой россыпи. Самородки весом больше 10 кг встречаются необычайно редко.

Форма зерен золота в россыпях разнообразна. В частности, отмечаются кристаллы, кристаллические сростки, дендриты, палочки, проволочки, нитевидные зерна, крупинки, таблички, пластинки, чешуйки, пылинки, самородки.

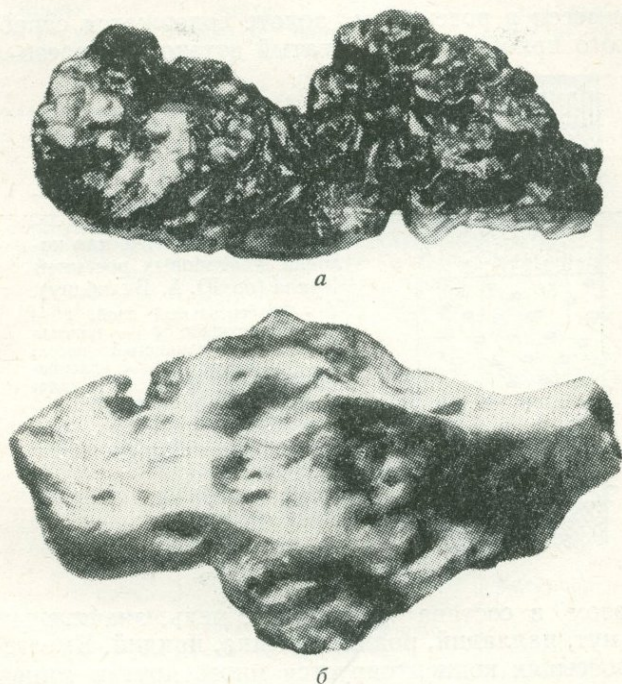


Рис. 217. Форма некоторых больших самородков золота.

а — Австралия («Желанный гость», 68,08 кг). Ум. в 7 раз;
б — р. Лебедь в Западной Сибири (24,92 кг). Ум. в 4 раза.

Россыпное золото имеет кристаллически-зернистую структуру. В частичках золота часто находят также первичные (остатки жильной породы) или вторичные минералы, возникшие либо присоединившиеся к золоту уже в самой россыпи. В сростании с золотом обычно находится кварц, значительно реже — турмалин и полевые шпаты. Кроме того, недалеко от коренного месторождения в сростании с россыпным золотом встречаются сульфиды, магнетит или железный блеск.

Часть этих минералов затем переходит в бурый железняк, который покрывает поверхность золотинок, образуя так называемое «золото в рубашке».

Химический состав и физические свойства россыпного золота определяются его пробой, то есть содержанием чистого золота в весовых частях, рассчитанных на 1000. Вообще, проба россыпного золота колеблется от 500 до 999. Наиболее обычны пробы 800—950. Высокопробное золото имеет едва уловимый красноватый оттенок, а золото низшей пробы — зеленоватый оттенок.

Из примесей в россыпном золоте содержатся серебро (и тогда золото приобретает беловатый оттенок), железо (глав-

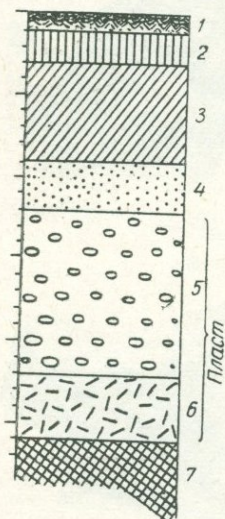


Рис. 218. Литологическая колонка платиновых россыпей Урала (по Ю. А. Билибину).

1 — растительный слой; 2 — бурые суглинки; 3 — илистая глина; 4 — глинистый песок; 5 — речники; 6 — платиносодержащие пески; 7 — плотик (средняя мощность).

ным образом в составе «рубашки»), медь, значительно реже — висмут, палладий, родий, платина, иридий. Вместе с золотом в россыпях концентрируется много других минералов, которые при промывании песков также улавливаются промывными приспособлениями. Скопления тяжелых минералов, остающихся после промывания, получили название *шлиха*.

В минеральном составе шлихов, который определяется породами речной долины, обычно преобладают магнетит и ильменит, придающие шлиху черный цвет (черный шлик). При значительном количестве граната шлик приобретает красный цвет (красный шлик). Иногда шлихи бывают белыми, желтыми, зеленоватыми, бурыми и т. д. В россыпях содержится от 0,5 до 5 кг шлиха на кубический метр. Минеральный состав шлихов золотоносных россыпей приведен в таблице 79.

Формация россыпной платины и минералов ее группы представляет собой пласты с обогащенными участками вблизи плотика, возникшие за счет разрушения платиноносных массивов ультраосновных пород (рис. 218).

Минералы шлихов золотоносных россыпей

Породы, в которых проходит речная долина	Главные минералы	Второстепенные минералы
Осадочные породы с рудными жилами	Гематит, гидроокислы железа, барит, пирит	Турмалин, рутил, шеелит, сульфиды
Контакты глинистых пород	Кордиерит, андалузит, турмалин, рутил, гранат, ставролит, шпинель, корунд	Пирротин
Контакты известняковых пород	Гранаты, пироксены, амфиболы, сфен, везувиан, эпидот, цоизит, волластонит, шпинель, флюорит, магнетит, гематит, шеелит	Оливин, аксинит, датолит, апатит, сульфиды
Пегматиты	Касситерит, монацит, танталит, колумбит, вольфрамит, шеелит, турмалин, топаз, флюорит, берилл, гадолинит, эвклаз, ксенотим, самородный висмут, молибденит	Псевдобрукит, сульфиды
Кислые и средние интрузивные породы	Магнетит, ильменит, циркон, апатит, анатаз, сфен, ортит, монацит, гематит, гранат	Касситерит
Щелочные интрузивные породы	Циркон, сфен, апатит, гранат, магнетит, перовскит, рутил, флюорит	Эвдиалит, розенбушит
Метаморфогенные породы	Андалузит, силлиманит, дистен, ставролит, кордиерит, пироксены, амфиболы, гранат, эпидот, цоизит, корунд	

Главным объектом промышленной разработки являются аллювиальные россыпи. Мощность платиноносных россыпей колеблется обычно от 2 до 5 м, ширина — от нескольких метров до сотен метров. В длину россыпи могут простираться на километры, а иногда и десятки километров.

Содержание платиновых минералов в россыпях обычно неравномерно в горизонтальном и вертикальном направле-

ниях. Главная масса их, сосредоточенная в «песках», нередко имеет вид «струй», вытянутых в направлении древних речных русел. Платиновые минералы представлены зернами разных размеров и конфигурации (неправильные зерна, чешуйки и т. д.). Часто встречаются самородки (рис. 219), крупнейшие из которых весят до 10 кг. Иногда среди окатанных зерен наблюдаются кристаллики и кристаллические сростки.

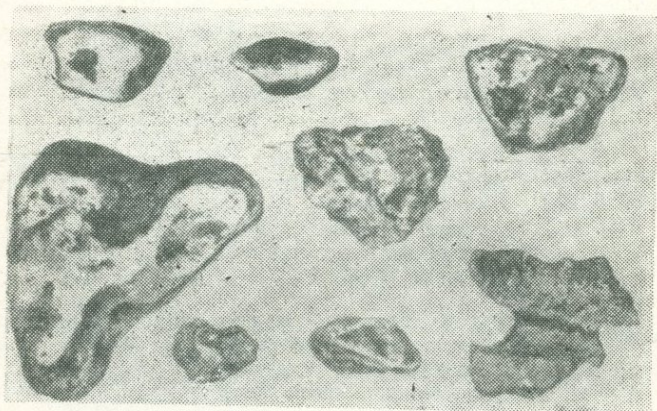


Рис. 219. Форма самородков платины.

Россыпная платина некоторых месторождений содержит большое количество железа (в среднем до 14%) и меди (до 3,2%). Минералы месторождений платины преимущественно темно-серого или черного цвета, имеют магнитные свойства (платина). По химическому составу самородная платина соответствует ферроплатине или поликсену, а осмистый иридий — невянскиту и сысертскиту.

Минералы платиновой группы очень часто находятся в тесном срастании с другими минералами — оливином, серпентином, пироксенами и хромитом.

В шлихах платиновых россыпей, кроме платины, осмистого иридия и палладия, отмечаются хлорит, магнетит, пикотит, плеонаст, ильменит, алмаз, оливин, серпентин и пироксены.

Формация алмазоносных россыпей сформировалась за счет разрушения коренных месторождений, связанных главным образом с кимберлитами и другими породами. Большое значение имеют аллювиальные россыпи, наибольшими из которых являются россыпи реки Вааль и района Лихтенбурга в Южно-Африканском Союзе. Здесь алмазы находятся в галечниках аллювиальной толщи, мощ-

ность которой достигает 12 м. Галечники залегают на коренных породах — плотике. Длина некоторых россыпей — более 17 км. Алмазы в основном бесцветные, однако встречаются и окрашенные разновидности (желтые, оранжево-желтые, голубые, коричневые, розовые). Зерна их незначительно окатаны. Вес алмазов редко превышает 30 каратов.

Минералы, сопровождающие алмаз, приведены в таблице 80.

В россыпях Якутии (рис. 220) алмазы связаны с галечниковыми полями. На р. Вилюй длина полей составляет 2—13 км, а на реке Малая Ботуобия — от 10 до 50 м. Мощность галечников — достигает нескольких метров. Самые бо-

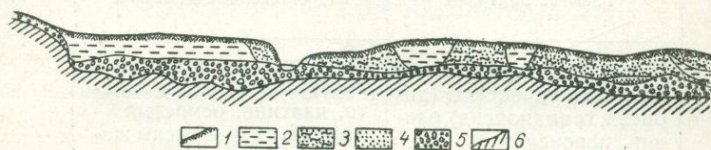


Рис. 220. Разрез алмазоносной россыпи р. Ирэлээх (Западная Якутия).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — илистая порода со льдом; 3 — супески; 4 — пески; 5 — гравийно-галечные отложения; 6 — коренные породы.

гатые алмазоносные россыпи расположены непосредственно около коренных месторождений, вниз по реке. С удалением от источника алмазов содержание их сравнительно быстро уменьшается. Наибольшее количество алмазов отмечается в центральных частях россыпей. Средний вес алмазов в отдельных россыпях колеблется от 6,8 до 31 мг.

Алмазы якутских россыпей, как правило, представляют собой кристаллы октаэдрического и ромбододекаэдрического габитуса, а также уплощенные двойниковые сростки по шпинелевому закону. Они бесцветны и отличаются друг от друга только степенью прозрачности. Иногда встречаются зеленовато-желтые алмазы.

Формация монацитовых россыпей формируется за счет размыва гранитов и пегматитов, а также гранито-гнейсов, в которых монацит содержится как акцессорный минерал. Монацит концентрируется в аллювиальных и прибрежных морских россыпях. Некоторые россыпи прослеживаются на протяжении 160 км (Траванкурское побережье в Индии).

Наибольшая концентрация монацита, циркона и ильменита наблюдается здесь главным образом в устьях рек, впадающих в Аравийское море. Мощность монацитовых песков — от 1 до 3 м.

Минеральный состав монацитовых россыпей приведен в таблице 81, из которой видно, что главными минералами, с которыми находится в ассоциации монацит, являются ильменит, рутил, циркон, а также торит и ксенотим. Соотношения между этими минералами в различных месторождениях различны. Чаще всего встречаются комплексные монацит-ильменит-цирконовые, а изредка — почти мономинеральные россыпи.

Таблица 80

**Минеральный состав шлихов
алмазоносных россыпей**

Главные минералы	Второстепенные минералы
Пироп, ильменит, титаномагнетит, пироксены (диоксид, хромдиоксид), оливин, перовскит	Магнетит, алмадин, гроссуляр, циркон, золото, платина, осмистый иридий, гидроокислы железа

Таблица 81

Минеральный состав монацитовых россыпей

Главные минералы	Второстепенные минералы
Монацит, циркон, торит, ильменит, рутил	Алмаз, рубин, хризоберилл, колумбит, эшнит, ксенотим, берилл, золото, шпинель, гранат, турмалин, ортит, кварц, кальцит

Цвет монацита изменяется от красноватого и желтоватого до буровато-желтого. Зерна монацита обычно очень малы, хотя в некоторых месторождениях, например вдоль северо-восточного побережья Бразилии, встречается монацитовая галька величиной с горошину. В месторождении Прадо некоторые обломки монацита весят свыше килограмма.

Формация россыпного циркона образуется при разрушении щелочных пегматитов и, частично, нефелиновых сиенитов, а также кислых пород (в этих случаях циркон входит в состав монацитовых и рутил-ильменитовых россыпей). Одним из крупнейших месторождений цирконовой формации являются простирающиеся на несколько километров россыпи Нового Северного Уэльса в Австралии около г. Баэлина, возникшие в результате разрушения морских берегов, особенно во время штормов. Мощность песков достигает 1 м.

Кроме циркона и рутила, россыпи содержат монацит, касситерит, гранат, магнетит.

В россыпях, которые формируются за счет коры выветривания гранитоидов, зерна циркона обычно имеют бипирамидальный габитус, а в россыпях, образующихся за счет сиенитов, — призматический. Первые обычно окрашены в темно-серый и светло-желтый цвет, а вторые — в розовый и розово-желтый.

Формация россыпных танталита и колумбита возникает при разрушении гранитных пегматитов и представлена как элювиально-делювиальными, так и аллювиальными россыпями. В крупнейших месторождениях (Нигерия, Конго) колумбит и танталит находятся вместе с касситеритом, образуя с ним сростания. Поэтому некоторые россыпи разрабатываются как комплексные танталит-колумбитовые и касситеритовые. Колумбит и танталит находятся в россыпях в виде зерен неправильной формы, а также пластинчатых кристаллов и их обломков размером 0,25—0,5 мм.

Формация россыпного касситерита, вольфрамита и шеелита возникает при разрушении кварц-вольфрамитовых и кварц-касситеритовых жил и грейзенов, а также шеелитоносных скарнов. Россыпи представлены как элювиально-делювиальными, так и аллювиальными типами. Крупные вольфрамит-касситеритовые и шеелитовые россыпи известны на Малайском архипелаге и в Индонезии, где пласты с вольфрамитом и касситеритом, которые здесь называются *каксами*, залегают непосредственно на коренных породах.

Касситерит образует темно-бурые округлые или слабоокатанные зерна, а также неправильные кристаллы.

Вольфрамит и шеелит обычно встречаются в виде неправильных зерен разных размеров и лишь иногда — в форме кристаллов.

Кроме касситерита, вольфрамита и шеелита, россыпи содержат турмалин, топаз, магнетит, кварц, сапфир и золото. В малайских россыпях отмечается также значительное количество циркона, титаномагнетита, андалузита и рутила.

Ильменит-рутиловая россыпная формация образуется главным образом за счет разрушения кислых и щелочных изверженных пород, а также пегматитов и коренных месторождений. Она представлена элювиально-делювиальными или прибрежно-морскими и аллювиальными россыпями. Минеральный состав формации приведен в табл. 82.

В прибрежно-морских россыпях Австралии, кроме циркона, рутила и ильменита, разрабатываются монацит и касситерит. Длина этих россыпей достигает 7 км, ширина — 360 м. Мощность пласта колеблется от 0,30 до 0,60 м, а безрудных песков — от 0,3 до 1,2 м.

Размер зерен минералов в отдельных месторождениях этой формации (Среднее Приднепровье) — от 0,05 до 0,12 мм.

Формация кварцевых песков возникает как продукт разрушения горных пород, содержащих кварц (граниты, гранито-гнейсы, пегматиты, песчаники, кварциты). В этой формации наибольшее значение имеют элювиальные, аллювиальные, эоловые и морские россыпи.

Таблица 82

Минеральный состав ильменит-рутиловой россыпной формации

Месторождения	Главные минералы	Второстепенные минералы
Элювиально-делювиальные	Ильменит, рутил, титаномагнетит	Каолинит, апатит, магнетит
Прибрежно-морские	Циркон, рутил, ильменит, лейкоксен	Магнетит, монацит, хромит, дистен, касситерит, гранат, золото, платина, ставролит, силлиманит, турмалин, шпинель, анатаз, манганандалузит, корунд
Аллювиальные	Ильменит, лейкоксен, рутил	Магнетит, апатит, монацит

Форма зерен кварца, а также минералов-примесей в каждом из этих типов различна. Так, для элювиальных россыпей характерны остроугольные формы зерен кварца и присутствие глинистых минералов, а также полуразрушенных зерен полевого шпата.

Кварц аллювиальных россыпей состоит из довольно окатанных зерен. Как примеси в этом типе отмечаются глинистые минералы.

Эоловые пески (в пустынях они называются барханами, а вблизи берегов морей — дюнами) содержат хорошо окатанные и отсортированные по размеру зерна. Преобладают частички размером от 0,1 до 0,25 мм.

Морские пески, отложившиеся в прибрежных частях морей, однородны и имеют очень мало примесей. Они содержат наибольшее количество кварца. Эти пески занимают значительные площади и отличаются сравнительно большой мощностью. Пески лучшего качества применяются в стекольной и фарфорово-фаянсовой промышленности, в литейном деле.

Формация минералов глин состоит из вторичных образований, возникших путем переотложения проточны-

ми водами продуктов выветривания (первичных каолинов, коры выветривания и т. д.). Продукты выветривания, освобождаясь от кварца и окислов железа, образуют разных размеров линзы, гнезда, слои и пластообразные тела преимущественно в песчано-глинистых отложениях.

В зависимости от содержания главного глинообразующего минерала глины разделяются на следующие виды: каолиновый, монтмориллонитовый, гидрослюдистый, галлуазитовый, пирофиллитовый.

Из примесей в глинах могут находиться кварц, полевой шпат, слюды, хлорит, пирит, лимонит, магнетит, гематит, рутил, ильменит, лейкоксен, гранат, циркон, амфиболы, пироксены, турмалин, кианит, эпидот. Минералы глин обычно тонкодисперсны.

Форма глинистых частичек пластинчатая, овальная, чешуйчатообразная, листоватая.

Для формации переотложенных бокситов характерны месторождения, возникшие за счет размыва, перенесения и переотложения продуктов латеритизации полевошпатовых изверженных и метаморфогенных пород (осадочные бокситы). Обычно они образуют пластообразные и линзовидные отложения мощностью до 10 м при длине 1—2 км.

Главным минералом бокситов является бемит, а как примеси присутствуют гиббсит, каолинит и бурые железняки. Бемит обычно представлен тонкими агрегатами часто в тесном срастании с каолинитом.

Формация переотложенных фосфоритов возникает в результате переомывания и переотложения коренных месторождений фосфоритов. При этом галька и валуны фосфоритов переоткладываются с образованием пластов фосфоритовых конгломератов и галечников. В Приднестровье вторичные фосфориты отличаются от первичных гладкой окатанной поверхностью и присутствием примесей (в частности, глауконита).

Класс минералов химических осадков

Химические осадочные комплексы возникают вследствие осаждения растворенных веществ в водах морей, озер, болот и рек и представляют собой типичные химические осадки, выпадающие из истинных или коллоидных растворов.

Химические осадочные комплексы, которые образовались из истинных растворов, представлены так называемой галогенной формацией. Сюда относятся месторождения солей кальция, натрия, калия и магния (гипсы, ангидриты, каменная соль, калийные и магнезиальные соли, бораты).

Среди соляных залежей различают современные и ископаемые, которые образовывались на протяжении различных пе-

риодов истории Земли. Ископаемые соляные месторождения несколько отличаются от образований современных водоемов комплексом минералов, а также мощностью (до 1000 м), которая не отмечается для современных залежей. Поскольку соли выделяются из морской воды в порядке, обратном их растворимости, то в природных условиях мы чаще всего встречаемся с более труднорастворимыми солями — гипсом и ангидритом — и каменной солью, а калиевые и магниевые соли, как и бораты, наблюдаются реже других.

В соляных месторождениях минералы всегда располагаются в определенной последовательности. Внизу соленосных толщ залегают доломит, гипс, ангидрит, выше — отложения каменной соли и еще выше — калиевые и магниевые соли остаточного раствора, а также бораты. В отдельных месторождениях эта последовательность может нарушаться.

В зависимости от стадий, на которых заканчивается солеобразование, формируются отдельные месторождения гипса и ангидрита, гипса, ангидрита и каменной соли вместе с магниевыми-калийными солями и т. д. Минералы солей залегают в виде пластов, линз, штоков и отдельных вкрапленников в соленосной толще.

Общий минеральный состав галогенной формации приведен в таблице 83.

Т а б л и ц а 83

Минеральный состав галогенной формации

Главные минералы	Второстепенные минералы
Гипс, ангидрит, галит, сильвин, карналлит, каинит, лангбейнит, пикромерит, полигалит, тенардит, мирабилит, кизерит, астраханит, бишофит, гексагидрит, вантгоффит	Сода, тахидрит, шенит, кальцит, леонит, арагонит, эпсомит, доломит, глазерит, селитра, сидерит, калиборит, колеманит, борацит, боронатрокальцит, бура, гидроборацит, иниоит, пандермит

Процессы галогенного минералообразования особенно полно изучали Я. Г. Вант-Гофф, Н. С. Курнаков и др. По исследованиям Я. Г. Вант-Гоффа, общую последовательность выпадения солей можно представить следующим образом. В первую очередь выпадает карбонат кальция с незначительной примесью окиси железа. Далее кристаллизуется сульфат кальция в виде гипса или ангидрита, позже к ним присоединяется каменная соль, которая вскоре становится преобладающей. Позднее выделяются наиболее легкорастворимые соли остаточного рассола. Вначале образуются полигалит,

астраханит, эпсомит и сульфаты калия и магния (гексагидрит), потом карналлит и, наконец, бишофит. В одну из последних стадий вместе с карналлитом возникают бораты в виде редкорассеянных скоплений.

Экспериментальным путем Я. Г. Вант-Гофф определил температурные условия образования минералов из растворов, насыщенных как данной солью, так и NaCl (рис. 221 и 222). Способ расчета парагенетических диаграмм солей приводится в «Курсе описательной минералогии» А. К. Болдырева (вып. III, 1935, стр. 86).

Некоторыми особенностями отличается образование боратов, содовых минералов, а также доломита и селитры.

Осадочные бораты представлены главным образом вулканогенно-осадочным подклассом, а также входят в состав галогенной формации.

Вулканогенно-осадочные комплексы боратов представляют собой отложения современных и третичных озер, главным образом в районах с недостаточным количеством влаги (Калифорния, Невада, Турция). В этих озерах, диаметр которых часто достигает 8—9 км (озера Невады и Турции), а иногда превышает 100 км (Долина Смерти в районе Инио на границе Невады и Калифорнии имеет 150 км в длину), наряду с легкорастворимыми солями из рапы часто выпадают в осадок бораты.

В озерах Невады центральная часть занята самосадочным галитом, а бораты составляют в периферических частях изолированные один от другого отдельные участки. Промежуточные участки заполнены главным образом мирабилитом.

Бораты образуют пластообразные отложения, пропластки, отдельные желваки и скопления во вмещающих породах и имеют довольно простой минеральный состав (табл. 84). Как главные минералы здесь наблюдаются пандермит и иниоит (месторождения Турции), бура и боронатрокальцит (месторождения Невады), колеманит и кернит (месторождения Калифорнии).

Пандермит находится в виде конкреций, желваков и отдельных мелообразных скоплений неправильной формы, которые залегают среди глинистых сланцев и глин.

Иниоит образует друзовые корочки, выстилающие пустоты в массивном гипсе.

Бура встречается в сплошных скоплениях в виде отдельных хорошо образованных больших кристаллов вместе с троней, ганкситом, тенардитом и боронатрокальцитом.

Жеоды колеманита находятся преимущественно в отложениях третичного периода. Основная масса этого минерала в месторождениях Калифорнии и Невады образовалась за счет переработки поверхностными водами боронатро-

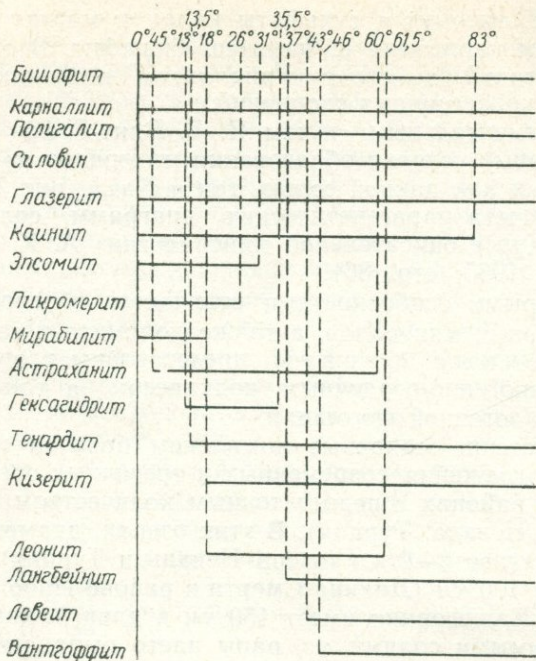


Рис. 221. Схема температурных зон образования минералов из растворов, насыщенных данной солью и NaCl (по Г. Беке и В. Эйтелю).

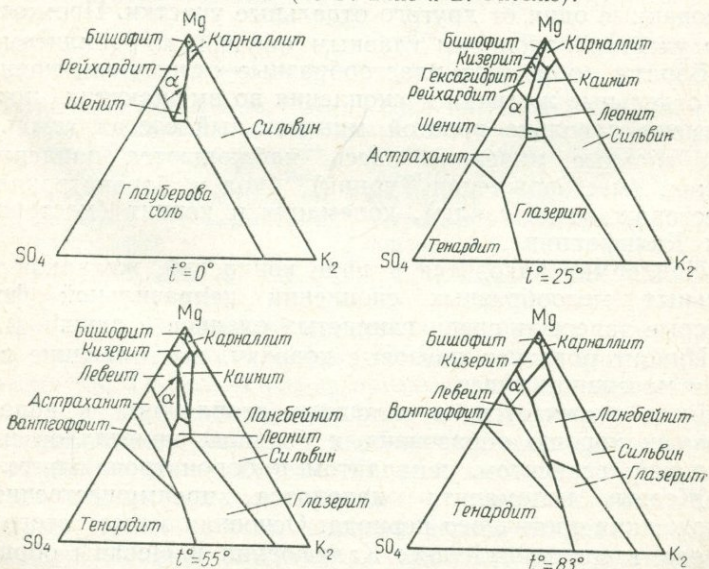


Рис. 222. Парагенетические диаграммы солей морской воды при различных температурах (по Я. Г. Вант-Гоффу).

кальцита и буры. Колеманит находится в ассоциации с боронатрокальцитом, гипсом, кальцитом и целестином.

Кернит — главный минерал месторождения Керн в Калифорнии, где он образует пласты среди глинистых сланцев мощностью до 30 м. Здесь наблюдаются волокнистые скопления, а также отдельные изометрические кристаллы этого минерала размером от 0,5 до 1,0 м. Кернит встречается вместе с бурой, боронатрокальцитом, тинкалконитом и крамеритом.

Таблица 84

Минеральный состав осадочных боратов

Месторождения	Главные минералы вмещающих пород	Первичные бораты		Вторичные минералы гипсовой шляпы и коры выветривания	
		главные	второстепенные	главные	второстепенные
Вулканогенно-осадочные	Гипс, кальцит, минералы глины (монтмориллонит, гидрослюда), галит, мирабилит, минералы вулканических потоков, туфов и лав	Пандермит, бура, колеманит, кернит	Мейергофферит, боронатрокальцит, терчит, пробертит, джигорит, витчит, сассолин, иниоит, тинкалконит, теплеит	Колеманит	Кальцит, арагонит, мейергофферит
Галогенные	Карналлит, галит, ангидрит, гипс, сильвин, минералы глины, полигалит, кальцит, сепиолит	Борацит, пинноит, ашарит, калиборит, гидроборацит	Стассфуртит, рикоит, люнебургит, преображенскит, хильгардит, сульфоборит, джигорит, кургантаит, селаит	Гидроборацит, боронатрокальцит, ашарит, иниоит,	Пробертит, колеманит, пандермит, индерит, курнаковит, индерборит, калиборит, преображенскит, данбурит, флюорит

Из приведенных данных видно, что в вулканогенно-осадочных месторождениях распространены исключительно натриевые и кальциевые и лишь частично — натриево-кальциевые бораты. Повсеместное наличие в этих месторождениях лав, вулканического пепла и туфогенных пород, а также термальных источников и сольфатар позволяет считать, что бор в них вулканического происхождения.

Галогенные месторождения боратов приурочены к соленосным толщам и находятся главным образом среди каменной соли, сильвинитов и полигалит-сильвинитовых отложений, а также соленосных глины. Бораты образуют здесь

пластообразные залежи, пропластки, линзы, отдельные желваки и скопления.

Первичные материнские бораты связаны с образованием соленосных толщ и встречаются в виде самостоятельных скоплений или в тесном парагенезисе с соленосными глинами и каменной солью, которая часто содержит примеси ангидрита, полигалита, сильвина, каннита, кизерита и карналлита. Из первичных боратов наибольшее значение имеют гидроборацит, калиборит и борацит (табл. 84).

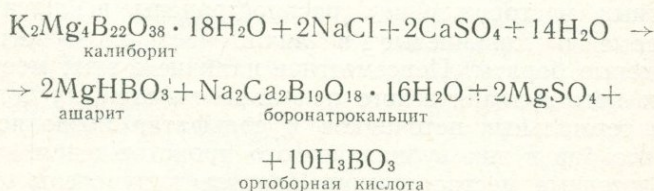
Гидроборацит встречается как в соленосной толще, так и в гипсовой шляпе. Он образует сплошные массы белого и розового (при окрашивании гидрогетитом или галопелитовым материалом) цвета. Радиально-лучистые агрегаты гидроборацита имеют 10—40 мм в поперечнике. В отдельных месторождениях для гидроборацита характерны разного размера единичные волокнистые и игольчатые образования и линзовидные стяжения. Иногда встречаются псевдоморфозы по галиту.

Гидроборацит образовался на разных стадиях галогенного осадконакопления, главным образом в доломит-магнезитовую, гипс-ангидритовую и галитовую стадии. В материнском солеродном бассейне возникал главным образом пелитоморфный гидроборацит, который позднее переходил в желваки и гнезда. На долю гидроборацита в некоторых месторождениях приходится свыше 50% всех боратов.

Встречается гидроборацит и в каменной соли. При этом наблюдаются отдельные мелкие игольчатые кристаллики гидроборацита длиной от 0,1 до 5—7 мм. Вместе с гидроборацитом в каменной соли отмечаются незначительные примеси тонкоигольчатого ашарита.

Калиборит встречается в соленосной толще в виде отдельных скоплений и сплошных руд, состоящих из мелких изометрических зерен. Встречаются отдельные кристаллы этого минерала размером до 4 см.

В гипергенных условиях калий выносится из калиборита и вместо калиборита образуются ашарит и боронатрокальцит:



Процесс ашаритизации калиборита сопровождается его разложением с образованием полигалита. На долю калибо-

рита в некоторых месторождениях приходится свыше 30% всех боратов.

Борацит образует прожилки и скопления, а также радиально-лучистые агрегаты в соленосной толще, среди которых иногда встречаются призматические кристаллы размером от 0,1 до 0,2 мм. Чаще всего борацит встречается с ангидрит-содержащей каменной солью, засоленными ангидритами, с галитом, содержащим карналлит или полигалит, и с сильвинитом. Из боратов вместе с ним отмечаются гидроборацит, преобразенскит и значительно реже — хильгардит.

В зоне выщелачивания бороносных пород соленосной толщи вследствие гипергенных процессов происходит замещение боратов. Появляются ашарит (продукт разложения калиборита, пинноита и, частично, гидроборацита, который находится в каменной соли), боронатрокальцит (продукт разложения калиборита, хильгардита, пинноита, частично борацита и преобразенскита) и иниоит (продукт разложения преобразенскита и частично боронатрокальцита).

Наряду с этим здесь происходит широкий процесс полигалитизации сильвина, каинита, калиборита и, частично, даже новообразованных ашарита и глазерита. Около соляного зеркала* полигалит переходит в гипс и вместе с ангидритом, который гидратизируется, участвует в формировании гипсовой шляпы.

Наибольшее значение среди вторичных боратов имеют ашарит, боронатрокальцит и иниоит.

Ашарит образует короткоигольчатые агрегаты, а также халцедонообразные и пелитоморфные скопления. Он является продуктом изменения главным образом калиборита, в меньшей мере — пинноита и гидроборацита. Ашариты зоны выщелачивания отличаются от ашарита гипсовой шляпы большей твердостью (с трудом царапаются ножом) и голубоватым оттенком; они мраморовидные, имеют раковистый излом и острые, режущие края. Ашариты гипсовой шляпы обычно мягкие и сравнительно легко рассыпаются в порошок.

Боронатрокальцит и иниоит — важные минералы гипсовой шляпы. Они встречаются в виде отдельных скоплений спутанно-волокнистого строения с довольно типичным шелковистым отливом, а также радиально-лучистых агрегатов.

Содовые минералы (сода, трона, термонатрит) образуют отложения в соляных озерах, содержащих Na_2CO_3 (Кулундинская степь, Бурятская АССР). Осаждение соли про-

* Соляное зеркало — поверхность выщелачивания и растворения соляного месторождения, соответствующая нижней границе гипсовой шляпы.

исходит зимой при понижении температуры, когда уменьшается растворимость соды.

Селитра (обычная и чилийская) встречается реже других галогенных минералов и обычно от них отделена. В месторождениях Чили (пустыня Атакама в Южной Америке) селитра входит в состав пласта галита, гипса, ангидрита и других солей. Она сосредоточена в нижних частях слоя, который имеет мощность до 1 м. Селитроносный горизонт содержит иногда до 95% $\text{Na}[\text{NO}_3]$ и значительные примеси иода (0,05—0,2%).

Вопрос о происхождении селитры еще не решен. Возможно, она образовалась из водных растворов временных потоков в условиях исключительной сухости, что и обусловило выпадение легкорастворимых нитратов.

Доломиты представляют собой химические осадки, выпадавшие из морских водоемов в период их повышенного осолонения.

В современных водоемах различают два основных вида доломитов: пласты без следов метасоматического замещения кальцита доломитом, протяженность которых иногда достигает нескольких сотен километров, а также линзы, пятна и штоки среди известняков с явными следами доломитизации.

Пластовые (седиментационные) доломиты характерны для начальных стадий осолонения озер, а линзы и штоки — для морских (океанических) бассейнов. Древнее доломитообразование происходило в основном в морских бассейнах. Оба вида доломитов в большинстве связаны с водоемами или частями водоемов, которые осолонялись в условиях аридного климата. Пластовые доломиты постепенно сменяются пятнистыми (в направлении к участкам пониженного доломитообразования).

Пятнистые доломиты вследствие диагенетических процессов перераспределялись и приобретали пластовый характер.

Среди химических осадочных комплексов, образовавшихся из коллоидных растворов, можно выделить следующие формации: гидроокислов, карбонатов и силикатов железа; пиролюзит-псиломелан-манганитовую и родохрозит-манганокальцитовую; бокситов.

Как уже отмечалось, формация гидроокислов, карбонатов и силикатов железа образуется за счет выветривания и разложения железосодержащих минералов основных и ультраосновных, реже метаморфогенных и осадочных пород, а также более древних железорудных месторождений.

В морской воде (за пределами зоны смешения речной и морской воды) содержится очень мало железа (10—20 мг/м³). Основная масса его находится в форме железоз-

органических соединений и незначительная — в виде гидроксида $\text{Fe}(\text{OH})_3$, который образует коллоидные суспензии с небольшим размером мицелл. При столкновении друг с другом мицеллы постепенно укрупняются и оседают на дне. Органические железосодержащие соединения гидролизуются с образованием $\text{Fe}(\text{OH})_3$, который далее коагулирует и оседает. Часть железа в форме $\text{Fe}(\text{OH})_3$ поглощается организмами и потом переводится ими в растворенное состояние.

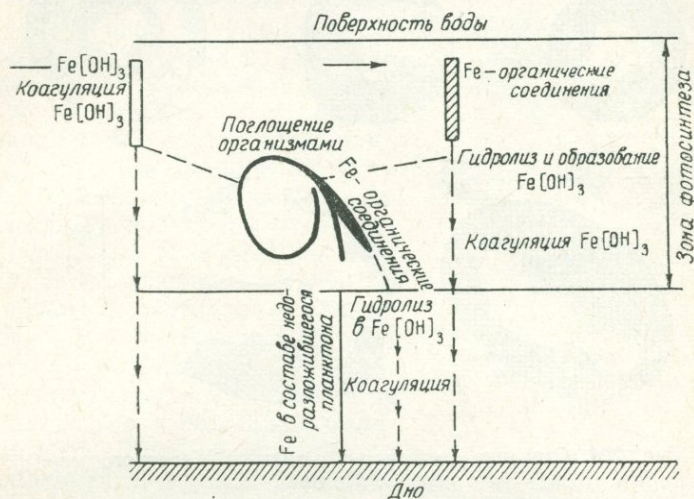


Рис. 223. Схема осаднения растворенного железа в морской воде (по Н. М. Страхову).

После отмирания растений незначительное количество железа выпадает вместе с ними в осадок (рис. 223).

Трехвалентное железо очень чувствительно к реакции среды и оказывается стойким в растворе лишь при очень низком $\text{pH}=2-3$. При повышении pH гидролиз солей Fe^{+3} резко повышается, а мицеллы $\text{Fe}(\text{OH})_3$, которые при этом возникают, коагулируют. В присутствии анионов полное осаждение железа происходит при несколько измененном значении pH , однако не выше 5,5 (при наличии в растворе иона $[\text{SO}_4]^{-2}$ — не выше 3,8, а при наличии иона Cl^{-1} — не выше 5,5). Таким образом, трехвалентное железо быстро оседает, как только в растворе появляются соли кальция, магния и щелочных металлов.

По минеральному составу преобладают сложные гематит-шамозит-сидеритовые руды, которые иногда, обогащаясь Al_2O_3 , переходят в диаспор-шамозитовые железные руды (примером могут служить девонские руды Урала) или даже как бы замещаются ими (бокситы средиземноморской зоны).

Обычно в пределах мелководья открытого моря в окислительных условиях возникают гетит и гидрогетит, а на участках, отделенных от открытого моря архипелагами, островами, баррами, косами, а также в заливах и лагунах — шамозит, сидерит и магнетит. При накоплении в илистых растворах H_2S развивается мельниковит.

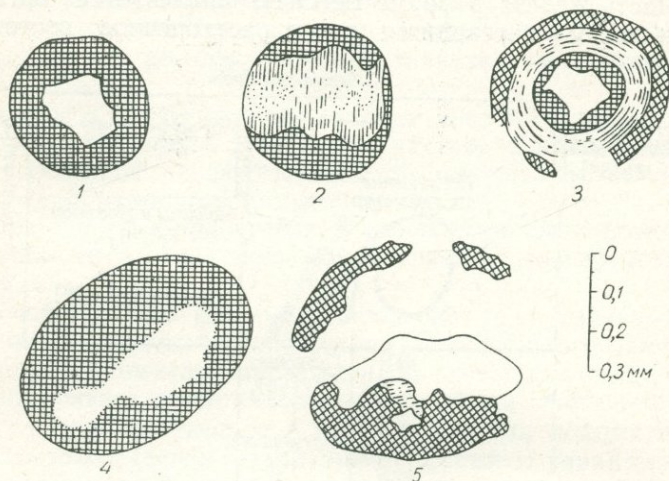


Рис. 224. Строение железистых оолитов Северного моря (по О. Пратье).

1 — круглые оолиты с небольшим угловатым кварцевым ядром; 2 — круглые оолиты с большим кварцевым ядром; 3 — concentрически-слоистые оолиты; 4 — яйцевидные оолиты с удлиненным кварцевым ядром; 5 — яйцевидные оолиты с освобожденным кварцевым ядром.

Эта формация представляет собой толщи мощностью в несколько десятков метров, в которых находятся 2—4 железорудных пласта, чередующихся с безрудными слоями. Мощность железорудных пластов — до нескольких метров. Обычно они простираются на 20—30 км, а иногда и на большие расстояния (миннетовые руды Франции и Германии — свыше 100 км, клинтонские руды в США — с некоторыми перерывами на 1800 км). Вкрест простираению рудные пласты менее устойчивы и измеряются лишь немногими километрами, изредка достигая 18—20 км в длину (миннетовые руды).

Минеральные агрегаты характеризуются типичным оолитовым строением. Оолиты представляют собой овальные приплюснутые тела диаметром 0,1—1,0 мм. В середине оолитов обычно выделяются ядро (кварцевое зерно, обломок раковины или другого оолита) и образованные гематитом, гидрогетитом, шамозитом концентры, которые иногда бывают окружены сидеритом (рис. 224). Наибольшую роль в соста-

ве оолитов играют обычно гематит и гидрогетит, чередующиеся с концентрами шамозита. Встречаются также оолиты, состоящие из одного шамозита. Детали строения оолитов миннетовых руд Лотарингии приведены на рис. 225.

В составе шамозитовых руд часто наблюдается очень тонкий пылевидный магнетит, распределенный исключительно шамозитовым концентрам. Кроме целых оолитов, встречаются оолиты поврежденные, с выбитыми краями. Обломки оолитов иногда становятся ядрами новых оолитовых зерен. Цемент оолитовых руд состоит из обломочного материала, карбонатов, пирита и тех же минералов, что и оолиты.

Минеральный состав этой формации приведен в таблице 85.

Своеобразны сидеритовые и болотно-озерные руды, как правило, тесно связанные с угольными пластами и располагающиеся частично в их подошве, а частично—в кровле. Обычно они представляют собой скопления довольно больших карваеобразных конкреций, которые могут сливаться в сплошной мало-мощный слой. Лишь иногда конкреции и слои состоят из чистого сидерита. В большинстве они содержат много примесей глины или углеродистого вещества (рис. 226). Сидеритовые и болотно-озерные руды образовывались в мелких лагунах, заливах, а также болотистых участках моря. Сидериты возникли в илистом осадке диагенетически в результате миграции и перераспределения железа.

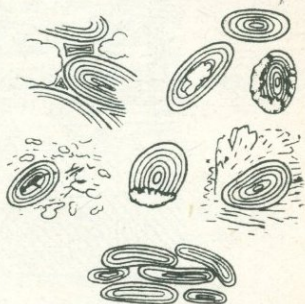


Рис. 225. Детали строения миннетовых руд Лотарингии. Ув. в 4 раза (по Г. Бергу).

Таблица 85

Минеральный состав формации осадочных железных руд

Седиментационные минералы	Терригенные минералы	Диагенетические и эпигенетические минералы
Гидрогетит, шамозит, глауконит, тюрингит, гетит, стильпносидерит, сидерит	Кварц, тонкодисперсные глинистые частицы, кальцит (обломки раковин)	Пирит, вивианит, керченит, пирротин, босфорит, барит, анапаит, гидротронилит, глауконит, митридатит, кальцит, арагонит, гипс, псиломелан, олигонит, родохрозит, апатит, сидерит, гематит, магнетит, гидрогетит, шамозит

В озерах железные руды накапливаются в сравнительно узкой (100—300 м) прибрежной полосе на глубинах от 1 до 3,5, реже до 10 м, а в болотах сосредоточиваются в самых низких центральных частях. По минеральному составу это в основном гидрогетитовые, вивианитовые и гематит-шамозит-сидеритовые руды.



а



б

Рис. 226. Детали строения сидеритовых линз (а) и пластов (б) в Рурском бассейне (по К. Куккуку).

Пирролизит-псиломелан-манганитовая и родохрозит-манганокальцитовая формация концентрируется преимущественно в прибрежной мелководной зоне морских бассейнов. Это обычно пласты марганцевых минералов, возникшие за счет выпадения из растворов в условиях, близких к условиям осаждения железа, но при $pH=8,5-8,7$. При этом недалеко от береговой линии образуются первичные, обогащенные водой оолитообразные гидрокислы марганца, со временем переходящие в твердые

конкреционные тонкослойные пиролюзит-псиломелановые образования. С удалением от береговой линии среди этих минералов появляется манганит, который потом замещается карбонатами марганца (родохрозит, манганокальцит, олигонит). Обычно марганцевые минералы находятся в ассоциации с мелководными кремниевыми осадками.

Минеральный состав этой формации представлен в таблице 86.

Таблица 86

Минеральный состав формации осадочных марганцевых руд

Седиментационные минералы	Терригенные минералы	Диagenетические минералы
Псиломелан, пиролюзит, манганит, манганокальцит, родохрозит, кальцит, опал, гидрогетит, шамозит	Кварц, полевые шпаты, спикулы губок, тонкодисперсные глинистые минералы, обломки раковин	Опал, кальцит, гипс, барит, марказит, пирит, мельниковит, апатит, глауконит, гидрослюда, каолинит

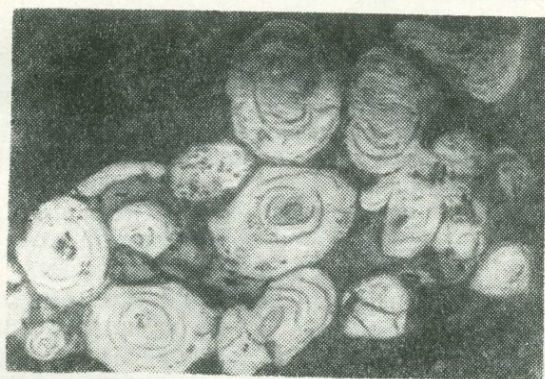


Рис. 227. Оолитовое строение марганцевых руд
Ув. в 8 раз (по А. Г. Бетехтину).

Мощность рудного горизонта колеблется в пределах 2—5 м и даже достигает 25 м, прослеживаясь на значительных площадях. Рудный горизонт состоит из нескольких маломощных рудных пропластков, которые перемежаются с кремниевыми слоями. Отдельные рудные прослои имеют мощность от нескольких сантиметров до 30—50 см. Строение руд часто типично оолитовое (рис. 227). Диаметр отдельных оолитов

изменяется от 1 до 1,5 мм, иногда наблюдаются конкреции размером до 20 см (Никопольское месторождение на Украине).

Марганцевые, железо-марганцевые и железные руды формируются в озерах с пресной водой. В их образовании, наряду с химическими процессами, возможно, играют определенную роль биохимические процессы.

Бокситовая формация возникает за счет размыва латеритной коры выветривания. При этом водные окис-

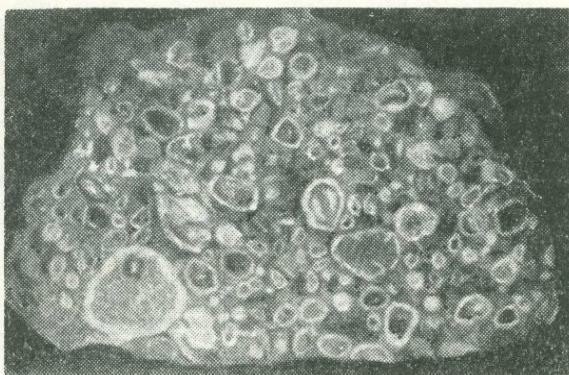


Рис. 228. Бобовый боксит. Нат. величина (по Ф. Г. Пасовой).

лы алюминия приносятся поверхностными водами в коллоидном виде в водоемы, где при $\text{pH}=4,2$ выпадают в осадок. Бокситы концентрируются преимущественно в озерах и болотах (континентальный тип) и в меньшей мере — в прибрежных частях морских бассейнов (морской тип). Современный вид месторождений в значительной мере определяется позднейшими диагенетическими процессами.

Бокситы представлены линзами, пластами и пластообразными залежами мощностью 2—12 м, протяженность которых в отдельных местах — 150 и более километров. Главными минералами бокситов являются диаспор, бемит и гиббсит, к которым как примеси присоединяются шамозит, бурые железняки, каолинит, пирит и другие минералы. Бокситы обычно представляют собой соединения обломков, бобовин (рис. 228) и тонкодисперсной массы. Строение обломков и особенно бобовин типично концентрическое.

Процессам образования латеритов и их минералогии уделяли много внимания Ф. Лакруа, А. Д. Архангельский, Г. И. Бушинский и другие ученые. Установлено, что бокситообразование начинается с возникновения бемита — начального продукта раскristаллизации смеси алюмокремниевых

гелей, которые составляют основную часть первичного осадка. Обычно бемит образует скрытокристаллические агрегаты и находится в тесном проращении с каолинитом и нераскристаллизованным веществом (алюмогелем). Бемит является одним из главных минералов морских бокситовых месторождений.

Гиббсит в бокситах наблюдается в виде аморфных или скрытокристаллических образований (гиббситовый коагель), а также кристаллов. Гиббсит, цементирующий бобовины, часто имеет концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием извилистых концентрических полос из гиббсита разной степени кристаллизации. Гиббсит — главный минерал континентальных бокситовых месторождений.

Для диаспора характерны чешуйкообразные агрегаты (величина чешуек — 2—3 μ), среди которых наблюдаются выделения крупных чешуек размером 10—15 μ . Некоторые разновидности бокситов состоят из индивидуализированных тонкопластинчатых кристаллов диаспора, а в североуральских месторождениях этот минерал образует каемки вокруг зерен пирита (рис. 229). Диаспор, как и бемит, относится к главным минералам морских месторождений бокситов.

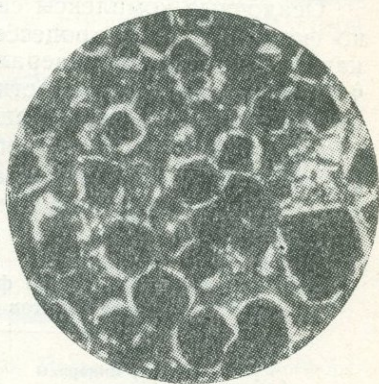


Рис. 229. Каемки диаспора вокруг зерен пирита. Ув. в 67 раз (по С. И. Бенеславскому).

Формация осадочных сульфидов и карбонатов свинца, цинка и меди размещается в основном в районах с прибрежными осадками и осадками замкнутых и полузакмнутых бассейнов с резко повышенной соленостью вод. Воды таких бассейнов размывали прилегающие участки суши, растворяли сульфиды, находящиеся в осадочных породах и магматических месторождениях, и накапливали значительное количество металлов в виде хлоридов. При опреснении вод хлориды переходили в осадок в форме сульфидов или карбонатов. Возможность перехода в раствор и дальнейшей миграции соединений меди и цинка очевидна, однако для свинца она вызывает ряд замечаний в связи с тем, что главный минерал свинца — галенит — в результате окисления переходит через англезит в церуссит, практически почти нерастворимый. Таким образом, окисление галенита как бы не приводит к переходу свинца в раствор, и он остается на месте. Однако в условиях земной поверхности могут

быть два главных пути довольно легкого перехода свинца в раствор под влиянием поверхностных вод — плюмбоярозитовая и хлоридная формы.

За счет церуссита или галенита может образоваться плюмбоярозит — $PbFe_3(OH)_6[SO_4]_2$, имеющий в кислых условиях повышенную растворимость, что способствует переходу свинца в раствор. Хлоридная форма перенесения свинца определяется высокой растворимостью $PbCl_2$, который возникает при действии хлоридных вод на свинцовые минералы.

Осадочные комплексы свинца, цинка и меди окончательно формируются в процессе диагенеза сероводородных или карбонатных илов. Минералы этой формации находятся в песчаниках, сланцах и известняках, а также песчано-глинистых отложениях, в которых чаще всего образуют вкрапленники, а реже — линзы, пластообразные и гнездовые скопления. В этой формации преобладают галенит, сфалерит, халькозин, карбонаты свинца, цинка и меди (табл. 87).

Таблица 87

Минеральный состав формации осадочных сульфидов и карбонатов свинца, цинка и меди

Главные минералы	Второстепенные минералы
Сфалерит, галенит, церуссит, смитсонит, каламин, халькозин, халькопирит, борнит, гипс, кальцит, брункит	Пирит, марказит, самородная сера, блеклая руда, аргентит

Сульфиды наблюдаются в виде очень тонких выделений, которые в некоторых месторождениях (Мансфельд в Германии) имеют размер 4—20 м и по форме напоминают ископаемые серные и анаэробные бактерии (шарики, полоски, палочки). В других месторождениях (например, в Верхней Силезии, Польша), а также в Трускавце (Прикарпатье) они имеют мелкооолитовое зонально-концентрическое строение.

Класс минералов биохимических осадков

К осадочным биохимическим образованиям относится большинство известняков, диатомитов, трепелов, фосфоритов, самородной серы, а также некоторые месторождения ванадия и урана. Возможно, что биохимические процессы играли определенную роль и в образовании отдельных формаций с железом и марганцем.

Ниже мы рассмотрим формации фосфоритов, самородной серы и ванадатов.

Минералы формации фосфоритов являются отложениями морей с нормальной соленостью на сравнительно мелководных участках. Воды, в которых происходило образование фосфоритов, имели заниженное значение рН и были ненасыщены или слабо пересыщены карбонатом кальция. Такие условия обычно сопровождаются повышенными концентрациями растворенных фосфатов, способствующих массовому развитию планктона. Отмирая и падая на дно, планктон захватывает с собой фосфор, который при разложении организмов освобождается вместе с углекислотой и концентрируется в придонных слоях воды, особенно в иле. Здесь фосфат выпадает в осадок и формируются фосфоритовые пласты.

Среди фосфоритов очень развиты псевдоморфозы замещения (фосфоритизированная древесина, раковины моллюсков, скелеты фораминифер, губки) и заполнения (фосфоритные ядра аммонитов и других животных).

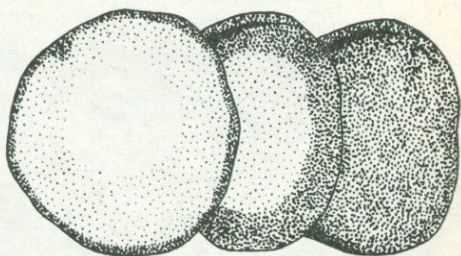


Рис. 230. Последовательность фосфоритизации кальцитовых органических остатков (по Г. И. Бушинскому).

В пластах фосфориты чаще всего образуют отдельные конкреции или желваки размером в 1—2 см. Конкреции состоят из аморфного курскита, среди которого рассеяны мелкие зерна кварца, глауконита, кальцита и органические остатки (в основном обломки раковин). Желваки представляют собой фосфоритизированные кальцитовые органические остатки. Фосфоритизация их произошла постепенно от периферии к центру (рис. 230). Часто фосфоритовые желваки сростаются в ноздреватую фосфоритную плиту (курский самород). Отдельные желваки здесь состоят из аморфного и, частично, радиально-лучистого курскита нередко со значительной примесью глауконита — спутника месторождений фосфоритов, а иногда — железистых оолитов.

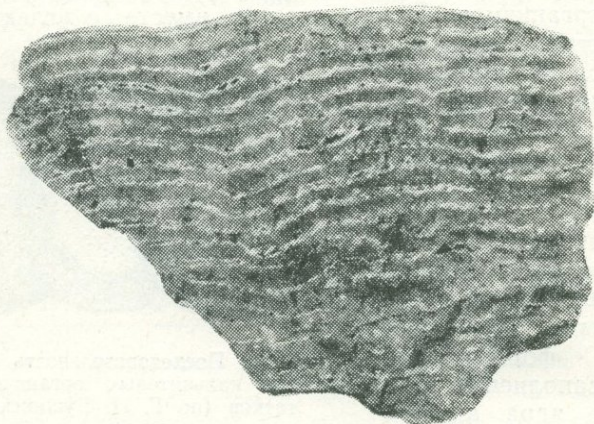
Главным минералом фосфоритов является апатит, представленный фторапатитом, карбонатапатитом, гидроксилapatитом, франколитом и курскитом.

В некоторых месторождениях, например подольских, в фосфоритовых конкрециях отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит и другие минералы.

Формация самородной серы возникает в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий, то есть бактерий, живущих в бескислородной среде. Эти бактерии

разлагают органические вещества на дне бассейна, а также сульфиды и CaSO_4 , растворенный в воде морей и лагун.

Самородная сера обычно образует вкрапленность, гнезда, пропластки и линзы среди осадочных пород. Мощность сероносного горизонта в некоторых месторождениях достигает 60—90 м (Гаурдакское месторождение в Туркмении). Сера наблюдается в виде кристаллов бипирамидального, тетраэдрического и пластинчатого габитуса, а также образует



Рит. 231. Полосчатое строение серной руды.
Ум. в 3 раза.

сплошные кристаллические и скрытокристаллические скопления, чередующиеся с известняком (рис. 231). В ряде месторождений сера находится в тесном парагенезисе с кальцитом, целестином, баритом, минералами глин и гауэритом.

Формация осадочных ванадатов возникает за счет ванадиевых растворимых соединений, которые образуются во время разрушения массивов изверженных горных пород. Для этой формации характерно чередование углеродисто-глинистых и кремниевых сланцев. Минералы ванадия

Таблица 88

Минеральный состав формации осадочных ванадатов

Главные минералы	Второстепенные минералы
Тонкодисперсные минералы глин, кальцит, доломит, сидерит, ванадинит, узбекит, фольбортит	Барит, роскоэлит, пирит, сфалерит, молибденит, халькопирит, патронит, сильванит

и урана концентрируются в основном в углеродистых прослойках. Главную роль в составе руд играют углеродистые и глинистые вещества (табл. 88).

МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО ТИПА

Продукты метаморфогенных процессов — метаморфогенные горные породы, руды и отдельные минералы — возникают в земной коре за счет изверженных и осадочных образований при резко повышенных температурах и давлениях, вызванных влиянием магматических тел.

В некоторых случаях, особенно в условиях глубинного метаморфизма, может происходить некоторый привнос веществ, связанных с гидротермальными растворами.

При метаморфизме горные породы и руды претерпевают значительные изменения, однако сохраняют твердое состояние, заметно не расплавляются и не растворяются.

Зерна минералов в метаморфогенных породах в основном неправильной формы (ксенобластической). В отличие от магматических пород, где степень идиоморфизма указывает на определенную последовательность образования минералов, в метаморфогенных породах лучшая огранка зерен одного или нескольких минералов говорит не о последовательности кристаллизации, а лишь о разной кристаллизационной способности минералов.

В качестве порфиробластов в метаморфогенных породах часто встречаются гранат, роговая обманка, биотит, мусковит, хлорит, ставролит, кианит, альбит, цоизит, магнетит, эпидот, андалузит и кордиерит (рис. 232).

Минеральный состав метаморфогенных пород представлен в таблице 89.

Минеральные ассоциации, возникающие в разных физико-химических и термодинамических условиях, объединяют в семь типов — *фаций*: эклогитовую (эклогит — метаморфогенная порода, состоящая из пироксена и граната); гранулитовую (гранулит — метаморфогенная порода, состоящая из граната, кианита или силлиманита и рутила); амфиболитовую (амфиблит — порода, состоящая из обычной роговой обманки и плагиоклаза); эпидотовых амфиболитов

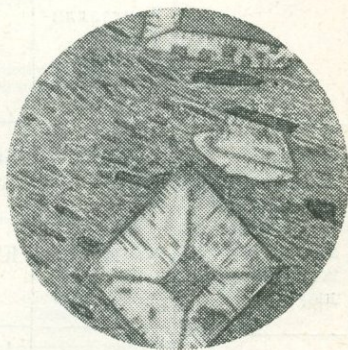


Рис. 232. Хиастолит в кордиерито-биотитовом роговике. Ув. в 18 раз (по А. Харкеру).

Минеральный состав метаморфогенных пород

Исходные породы	Метаморфогенные породы	Минералы		
		высокой температурной ступени	средней температурной ступени	низкой температурной ступени
Глинистые осадочные породы	Гнейсы	Силлиманит, кордиерит, гранат	Кианит, ставролит, гранат	Серицит, альбит, ставролит, гранат
	Кристаллические сланцы		Мусковит, биотит, парагонит, кианит, ставролит, гранат	Серицит, кианит, ставролит, гранат, оттрелит
Кварцево-полевошпатовые породы (песчаники и кислые изверженные породы)	Гнейсы	Биотит, ортоклаз	Мусковит, биотит, ортоклаз	Серицит, альбит, ортоклаз
	Кварциты	Кварц	Кварц	Кварц
Карбонатные породы (известняки и доломиты)	Кристаллические сланцы и мраморы	Авгит, гранат, везувиан, скаполит, кальцит, доломит	Кальцит, доломит, мусковит, флогопит	Эпидот, гранат, кальцит, доломит
Основные и средние изверженные горные породы и мергели	Гнейсы	Авгит, роговая обманка, биотит	Роговая обманка, биотит	Эпидот, альбит
	Кристаллические сланцы	Плагиоклаз, авгит, гранат	Цоизит, амфибол, скаполит, гранат, плагиоклаз, антофиллит	Альбит, эпидот, хлорит, глаукофан, ортит
Магнезиальные породы (серпентинит-хлоритовые породы, осадочные породы, богатые магнием и железом)	Гнейсы	Оливин, гранат, авгит	Роговая обманка, актинолит, нефрит, антофиллит, жедрит	Хлорит, тальк, серпентин
	Кристаллические сланцы	Жад	Биотит, плагиоклаз, роговая обманка	Серицит, глаукофан, альбит, хлорит

(амфиболиты с примесью эпидота и граната); зеленых сланцев (сланцы состоят главным образом из мусковита, хлорита и биотита); пироксено-роговиковую (разнообразные контактовые роговики); санидиновую (породы с санидином, содержащие редкие минералы: ларнит, мервинит, сперрит, монтичеллит).

Приведенные фации отличаются типичными минеральными ассоциациями, которые возникают в определенных термодинамических условиях (рис. 233).

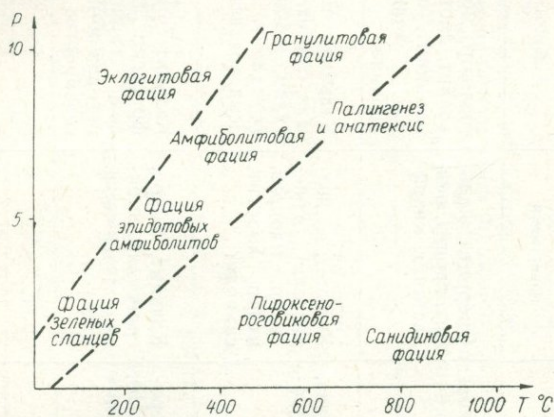


Рис. 233. Фации метаморфогенных горных пород (по Н. А. Елисееву).

P — суммарное давление в тысячах атмосфер. Пунктирные линии ограничивают зоны регионального метаморфизма.

Метаморфогенные явления мы рассмотрим в связи с контактовым и региональным метаморфизмом (табл. 90 и 91).

При контактовом метаморфизме образуются роговики, минеральный состав которых зависит от условий метаморфизма и исходных пород (табл. 90). Характерные минеральные ассоциации роговиков представлены в виде диаграмм на рис. 234.

Некоторые типичные контактовые роговики показаны на рис. 235.

Изменение метаморфогенных пород проявляется в чередовании метаморфогенных зон, каждая из которых имеет определенный температурный интервал. Так, для метаморфизма глинистых образований можно наметить по мере нарастания интенсивности метаморфизма следующие зоны: хлоритовую, биотитовую, гранатовую, ставролитовую, кианитовую, силлиманитовую.

В некоторых случаях этапы метаморфогенного процесса накладываются друг на друга. С минералогической точки

Минеральный состав контактовых роговиков

Исходные породы Фации	Глинистые	Кварцево-полевошпатовые	Карбонатные		Основные и магнезиальные
			известняки	доломиты	
Санидиновая	Кордиерит, шпинель, муллит, анортит, корунд, стекло	Тридимит, анортит, стекло	Сперрит, кальцит, ларнит, волластонит, кварц	Мелилит, монтичеллит, диопсид, мервинит, сперрит, кальцит, периклаз	
Пироксено-роговиковая	Андалузит, кордиерит, биотит, ортоклаз, кварц, силлиманит, корунд, шпинель	Кварц, ортоклаз, плагиоклаз, биотит	Кальцит, волластонит, гроссуляр, идокраз, кварц, анортит, скаполит	Кальцит, периклаз, брусит, гроссуляр, шпинель, форстерит, диопсид, волластонит	Плагиоклаз, диопсид, гиперстен, кордиерит, форстерит, шпинель
Амфиболитовая	Мусковит, биотит, кварц, микроклин, плагиоклаз, андалузит	Кварц, микроклин, плагиоклаз, мусковит, биотит	Кальцит, кварц, гроссуляр, диопсид, плагиоклаз, идокраз	Кальцит, брусит, форстерит, диопсид, тремолит, роговая обманка, геденбергит	Плагиоклаз, роговая обманка, диопсид, кордиерит, антофиллит, куммингтонит, биотит
Эпидотовых амфиболитов	Мусковит, биотит, кварц, микроклин, плагиоклаз, андалузит	Кварц, микроклин, плагиоклаз, мусковит, биотит	Кальцит, кварц, тремолит	Тремолит, доломит, кальцит, форстерит, тальк	Альбит, эпидот, актинолит

Минеральные ассоциации метаморфогенных сланцев, кристаллических сланцев и гнейсов

Исходные породы Фацции	Глинистые	Кварцево-полевошпатовые	Карбонатные	Основные, ультраосновные и магнезиальные
Зеленых сланцев	Мусковит, хлорит, кварц, альбит, биотит, хлоритоид	Кварц, альбит, эпидот (мусковит), микроклин	Кальцит, доломит, кварц, тремолит, эпидот	Альбит, хлорит, эпидот, кальцит (стильпноомелан), актинолит, тальк, антигорит
Эпидотовых амфиболитов	Мусковит, биотит, гранат, альбит, кварц, хлоритоид	Кварц, альбит, эпидот (мусковит, биотит), микроклин	Кальцит, тремолит, эпидот, кварц, диопсид, идокраз	Альбит, роговая обманка, эпидот (гранат), антигорит, хлорит, антофиллит
Амфиболитовая	Гранат, биотит, мусковит, кианит, кварц, ставролит, силлиманит, микроклин	Кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, мусковит	Кальцит, диопсид, кварц, гроссуляр, клиноцоизит (цоизит), плагиоклаз, скаполит, флогопит	Роговая обманка, плагиоклаз, эпидот, сфен (кварц, биотит), гранат, диопсид, оливин, актинолит, антофиллит (куммингтонит)
Гранулитовая	Силлиманит (кианит), гранат, ортоклаз, плагиоклаз, кварц	Кварц, ортоклаз, плагиоклаз, силлиманит (кианит), гранат, гиперстен	Кальцит, плагиоклаз, диопсид (скаполит), кварц, гиперстен	Плагиоклаз, диопсид, гиперстен, гранат, оливин, энстатит, антофиллит (куммингтонит)

В скобках — минералы, которые могут присутствовать в породе.

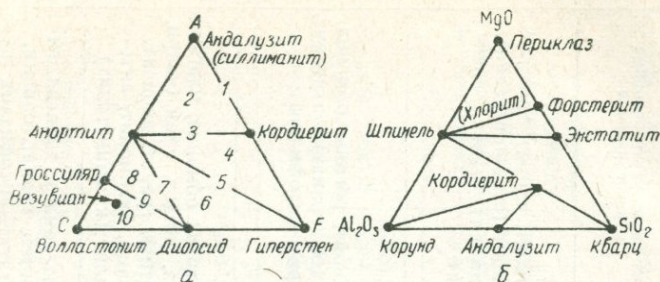
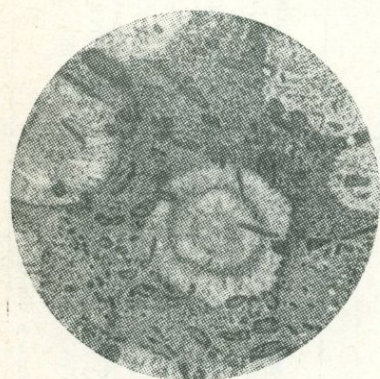
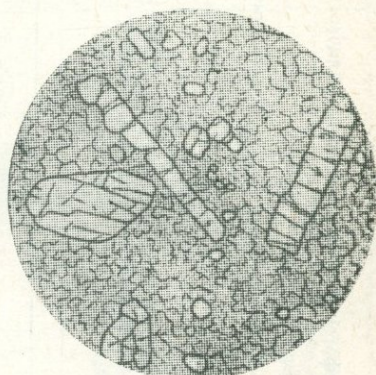


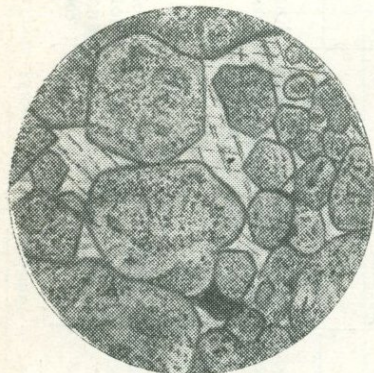
Рис. 234. Диаграмма состава контактовых роговиков.
 а — 10 классов роговиков по В. М. Гольдшмидту: А — глинозем; С — окись кальция; F — сумма окислов железа и магния. б — роговики, образующиеся за счет пелитовых пород с недостатком кремнезема.



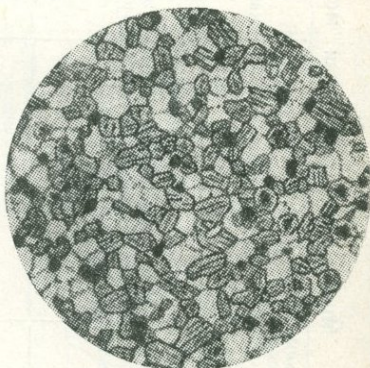
а



б



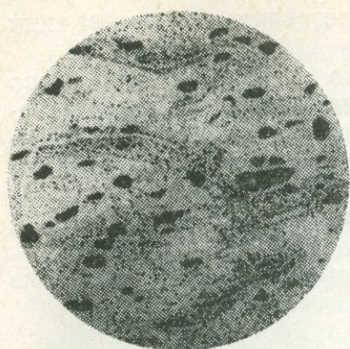
в



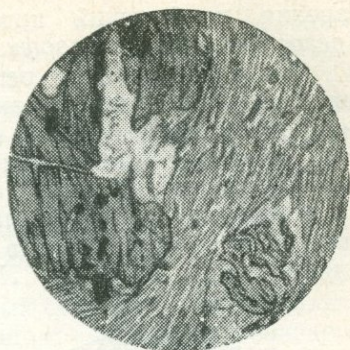
г

Рис. 235. Контактные роговики (по А. Харкеру).

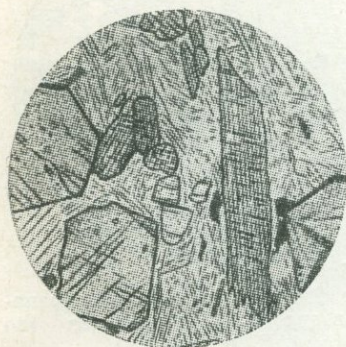
а — кордиеритовый роговик с хорошо развитыми кристаллами кордиерита; б — форстеритовый мрамор (форстерит в кальцитовой массе); в — гроссуляровый мрамор; г — ороговикованный базальт. Ув. в 17 раз.



a



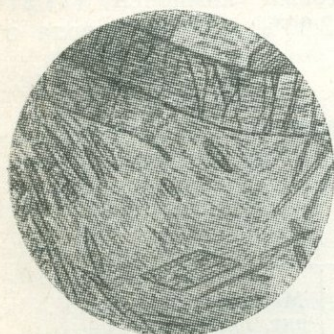
б



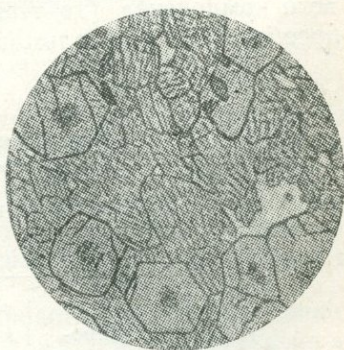
в



г



д



e

Рис. 236. Регионально-метаморфогенные породы (по А. Харкеру).

a — хлорито-серицитовый сланец; *б* — гранатые слюдяные сланцы; *в* — кянитогранатовый сланец; *г* — силлиманитовый гнейс; *д* — тремолито-тальковый сланец; *e* — эклогит. Ув. в 17 раз.

зрения наибольший интерес представляет *диафторез*, или *регрессивный метаморфизм*.

Среди образований регионального метаморфизма особого внимания заслуживают эклогиты (табл. 92), главным минералом которых является гранат. Гранат образует в эклогитах изометрические зерна, иногда с явными признаками идиоморфизма (рис. 237), а также скелетные формы (рис. 238) и относится к пироп-альмандиновому ряду (содержание пиропового компонента в нем составляет 39—75%, альмандинового — 12—41%). Лишь в одном случае (гранат из

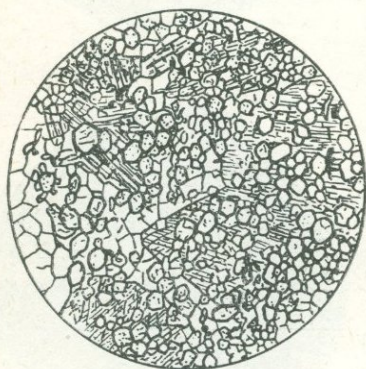


Рис. 237. Идиоморфные зерна пиропы в эклогите. Ув. в 30 раз (по Г. Розенбушу).



Рис. 238. Скелетные формы граната в эклогите. Ув. в 15 раз (по Г. Розенбушу).

Постмасбурга, Африка) при наивысшем содержании пиропового компонента (до 70%) уваровитовый компонент (14%) преобладает над альмандиновым (3,90%). Цвет пиропы в

Таблица 92

Минеральный состав эклогитов

Главные минералы	Второстепенные минералы	Вторичные минералы
Пироп, моноклинные пироксены (диопсид, хромдиопсид, омфацит), амфиболы (роговая обманка, смарагдит), плагиоклаз, кианит	Рутил, апатит, кварц, оливин, сфен	Мусковит, хлорит, пирит, пирротин, кварц, цоизит, амфиболы, серпентин, магнетит

эклогитах светло-сиреневый, розовый, малиновый, красный, светло- и темно-оранжевый. Встречаются бесцветные разновидности.

Минеральные комплексы, возникающие вследствие действия метаморфогенных процессов, разделяются на два подтипа: метаморфогенизированные и метаморфогенные.

ПОДТИП МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФОГЕНИЗИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Среди метаморфогенизированных минеральных комплексов выделяют следующие формации: метаморфогенизированных железных руд; метаморфогенизированных марганцевых руд и метаморфогенизированных руд золота.

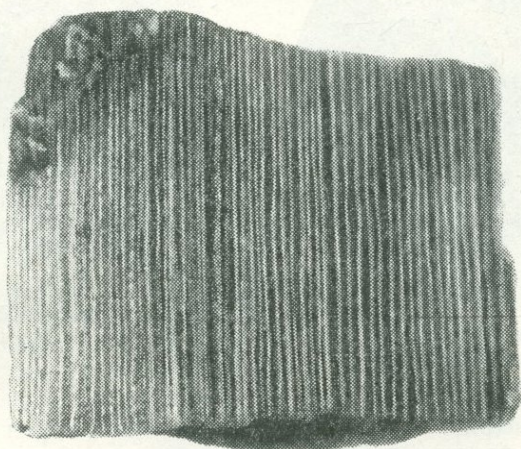


Рис. 239. Железисто-кремнистый роговик из Кривого Рога. Ум. в 2,5 раза.

Для формации метаморфогенизированных железных руд характерны относительно глубоководные докембрийские отложения морских бассейнов, позже измененные метаморфизмом. Обычно это мощные толщи железистых кварцитов и роговиков с участками массивных руд, возникших в результате более позднего действия гидротермальных и метеорных вод.

Рудные массы железных руд представляют собой тонко-слоистое чередование кремниевых и железистых прослоек (рис. 239, 240). Железистым кварцитам свойственна тонкая полосчатость (ширина полос редко превышает 2—3 см). Полосы состоят из кварца, магнетита (или мартита), железной слюдки, хлорита, биотита, амфибола и очень редко эгирина.

Рудные прослойки на 70% состоят из магнетита, марти-та и гематита и на 30% — из кварца. Рудные минералы имеют зернистое строение (размер зерен 0,01—0,03 мм).

Кварц этих руд сливной и возник вследствие метамор-физма коллоидного кремнезема.

Эта формация (табл. 93) представлена магнетитом, мар-титом, гематито-мартитом.

Магнетит находится в ассоциации с амфиболом, кварцем, эгирином и, реже, с карбонатами (доломитом, анкеритом, сидеритом). Он образует сростки, скопления, а также сплош-

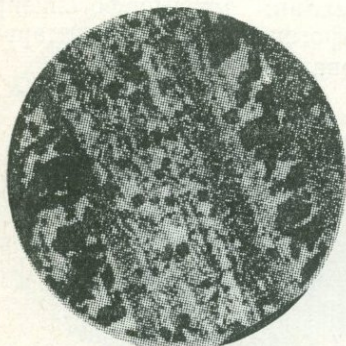


Рис. 240. Железисто-кремни-стый роговик под микроскопом. Ув. в 27 раз (по Ю. М. Мель-нику).

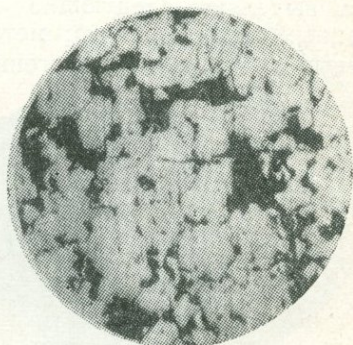


Рис. 241. Сплошные скопления магнетита (белое). Ув. в 40 раз (по Ю. М. Мельнику).

ные массы (рис. 241). Размер отдельных зерен обычно не превышает десятых долей миллиметра.

Магнетит в рудах составляет 30—80, а местами даже 90—95%.

Таблица 93

Главные минералы формации
метаморфогенизированных железных руд

Рудные минералы	Нерудные минералы
Магнетит, гематит, мартит, мушкетовит, гетит	Куммингтонит, биотит, кварц, эгирин, альбит, доломит, анкерит, сидерит, хлориты, гидрослюда, щелочные амфиболы (родусит, кроссит, рибекит), стильномелан, миннезотаит (железистый тальк), грюнерит, гриналит, глаукофан

Гематит наблюдается вместе с магнетитом, образуя в нем, как и в нерудных минералах, прослойки толщиной от 1—2 до 5—6 мм. Размер отдельных чешуек гематита — от 0,04 до 0,2 мм. Кроме того, наблюдаются спутанно-волокнистые агрегаты. В некоторых местах гематит представлен железной слюдкой, образующей прослойки до 5—10 см, состоящие из пластинок размером до 6 мм. Значительную часть руд составляет мартит (рис. 242). Он представлен изометрическими зернами, форма которых унаследована от зерен магнетита.

Мощность рудных тел измеряется десятками метров, а в отдельных месторождениях достигает 150 м. По простиранию эти залежи измеряются сотнями метров.

К формации метаморфогенизированных марганцевых руд относятся морские осадочные месторождения марганца и обогащенные марганцем осадки, которые позднее были метаморфогенизированы. За счет первичных, обогащенных водой минералов марганца возникают его безводные соединения, в основном браунит и гаусманит, а за счет карбонатов — перекристаллизованные карбонаты. В некоторых месторождениях наблюдаются также марганцовистые гранаты и пироксены.

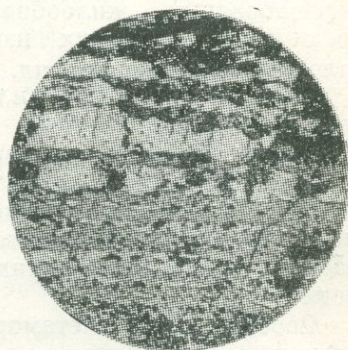


Рис. 242. Гетит-гематит-мартитовая руда (белое — мартит; светло-серое — гематит и гетит). Ув. в 87 раз (по Ю. М. Мельнику).

Рассматриваемая формация обычно представлена пластами или жилообразными телами.

Наиболее типичными представителями формации метаморфогенизированных золотоносных конгломератов являются месторождения Витватерсранд и Золотой Берег (Южная Африка). Золото в этих конгломератах находится между галькой кварца и кварцита. Некоторые месторождения прослеживаются по простиранию на 80 км. Мощность пласта конгломератов составляет 60—90 см, и прослеживается он по падению на глубину свыше 2700 м.

Основная часть золота представлена зернами размером 0,01—0,07 мм, которые имеют неправильные зазубренные ограничения. Вместе с пиритом золото образует прожилки, пересекающие цемент и гальки.

Кроме золота, в конгломератах присутствуют кварц, хромит, алмаз, циркон, ильменит, корунд, гранат, осмистый иридий, а также урановая смолка.

ПОДТИП МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

К метаморфогенным относятся формации мраморов, графита, наждака и кианита (иногда также силлиманита и андалузита). Мы рассмотрим три последние формации.

Формация графита образуется при метаморфизме каменного угля под влиянием высокой температуры, вызванной близостью изверженных пород. В некоторых месторождениях, например в Курейском (Красноярский край), мощность графитового пласта — от 13 до 20 м. Графит здесь представлен плотной скрытокристаллической разновидью.

Формация наждака возникает при метаморфизме осадочных бокситов и бокситообразных глин. Она имеет вид линзообразных, жилообразных и гнездообразных залежей среди кристаллических известняков. Главными минералами залежей являются корунд, маргарит, хлоритоид и магнетит.

Формация кианита обычно связана с древними докембрийскими свитами сильно метаморфогенных пород. По своей форме это кварцево-кианитовые сланцы, насыщенные кианитом (от 10 до 90%). Залегают они среди слюдисто-кварцевых сланцев, амфиболитов и других метаморфогенных пород. Вместе с кианитом здесь обычно наблюдаются силлиманит, корунд, гранат, графит, кварц, мусковит.

Своеобразным метаморфогенным образованием являются жилы альпийского типа, с которыми связана формация горного хрусталя (табл. 94).

Таблица 94

Минеральный состав жил альпийского типа (Приполярный Урал)

Главные минералы	Второстепенные минералы
Кварц, рутил, бруксит, анатаз, гематит, кальцит, адуляр, хлорит, сфен	Пирит, халькопирит, галенит, эпидот, дистен, актинолитовый асбест, аксинит, десмин, гейландит, ломонит, апатит, ангидрит

ПОДТИП МИНЕРАЛОВ КОСМОГЕННОГО ТИПА

Космогенные минералы попадают на землю с каменными и железными метеоритами. Каменные метеориты по своему составу близки к земным изверженным горным породам и отличаются от них структурой. Железные метеориты не похожи на горные породы. Они состоят из самородного никелистого железа, в котором содержится в среднем около 10% никеля.

Метеориты обычно наблюдаются в виде обломков разного размера и веса (табл. 95).

В составе метеоритов установлено около 30 минералов. Большинство их встречается в земных горных породах, и лишь незначительная часть характерна только для метеори-

Т а б л и ц а 95

Крупнейшие метеориты мира

Название метеорита	Время падения	Вес (в т)
Железные метеориты		
Гоба (Ю.-З. Африка)	1920	60,0
Кейп-Йорк (Гренландия)	1818	33,2
Бакубито (Мексика)	1863	27,0
Мбози (Африка)	1930	26,0
Виляметт (США)	1902	14,2
Чупадерос (Мексика)	1852	14,1
Каменные метеориты		
Лонг Айленд (США)	1891	0,564
Парагоулд (США)	1930	0,372
Оханск (СССР)	1887	0,300 (?)
Княгиня (Закарпатье, СССР)	1866	0,293
Кашин (СССР)	1918	более 0,120
Каинсаз (СССР)	1937	0,102

Т а б л и ц а 96

Минеральный состав метеоритов

Главные минералы	Вторичные минералы	Акцессорные минералы	Случайные минералы
Самородное железо (камасит, тэнит), оливин, ромбические пироксены, моноклинные пироксены, плагиоклазы	Маскелинит, графит, хлоритовые минералы	Троилит, шрейберзит, апатит, мерилит, хромит, магнетит, лавренсит	Алмаз, муассанит, когенит, осборнит, ольдгамит, добрелиит, кварц, тридимит, вейнбергерит, монтичеллит, брейнерит, кальцит

тов (камасит, тэнит, осборнит, ольдгамит, добрелиит, шрейберзит).

А. Н. Заварицкий и Л. К. Кваша разделяют все минералы метеоритов на следующие группы (табл. 96): главные, вторичные (или метаморфогенные), аксессуарные и случайные (нахождение которых не характерно для метеоритов).

ЛИТЕРАТУРА

- Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Ангаро-Илимские железорудные месторождения, Госгеолтехиздат, 1960.
- Апельцин Ф. Р. и Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты. В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 8. Госгеолтехиздат, 1960.
- Белянкина Е. Д., Гурьева Э. Я., Игнатова М. Д., Петров В. П., Толстихина К. И. Генезис и типизация промышленного мусковита. Тр. ИГЕМ, вып. 12, 1958.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцовые руды СССР. Изд. АН СССР, 1946.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, 1960.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. АН СССР, 1955.
- Билибин Ю. А. Избранные труды, тт. I и II. Изд. АН СССР, 1958—1959.
- Бокситы, их минералогия и генезис. Изд. АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 156, 1954.
- Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники южной Африки. Цветметиздат, 1932.
- Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов Г. П. и др. Минералы Рудного Алтая, тт. 1—3. Изд. АН Казахской ССР, 1957—1959.
- Вернадский В. И. Избранные труды, тт. 1—5. Изд. АН СССР, 1951—1960.
- Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. Изд. АН СССР, 1960.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Иськова И. М. Ловозерский щелочной массив. Изд. АН СССР, 1959.
- Геология и рудные месторождения Дальнего Востока. Тр. ИГЕМ, в. 18, 1959.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 80—81, 1946—1947.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Доломанова Е. И. Оловяно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла. Тр. ИГЕМ, в. 23, 1959.
- Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. Госгеолтехиздат, 1956.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. Ленингр. ун-та, 1959.
- Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Изд. АН СССР, 1956.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.

Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Доклады II Всесоюз. сессии, ч. II. Изд. АН УССР, 1960.

Измененные окolorудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Индерские бораты. Сб. статей под ред. П. М. Татарнинова, ГОНТИ, 1938.

Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 91, 1948.

Лазаренко Е. К. Курс мінералогії, ч. III. Вид. Львівськ. ун-ту, 1961.

Лазаренко Е. К., Матковський О. І., Винар О. М., Шашкіна В. П., Гнатів Г. М. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Вид. Львівськ. ун-ту, 1960.

Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Изд. АН СССР, 1939.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения, в. I—III, ОНТИ, 1934—1935.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчерские и другие. ОНТИ, 1936.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, 1955.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.

Меренков Б. Я., Муратов М. В. Неметаллические ископаемые. Госгеолтехиздат, 1948.

Набоко С. И. Вулканические эксгалляции и продукты их реакций. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, в. 16, 1959.

Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, в. 39, 1960.

Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского месторождения. Тр. ИГЕМ, в. 24, 1960.

Радкевич Е. А., Лобанова Г. М. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. Тр. ИГЕМ, в. 34, 1960.

Рамдор П. Рудные минералы и их срastания. ИЛ, 1962.

Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ, в. 33, 1960.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 140, 1953.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, 1955.

Страхов М. Н. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 73, 1947.

Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 4, 1956.

Хромиты СССР, т. I. Под ред. А. Н. Заварицкого и Г. А. Соколова. Изд. АН СССР, 1937.

РАЗДЕЛ VI

ПРИЗНАКИ, ПОЗВОЛЯЮЩИЕ УСТАНОВЛИВАТЬ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Еще на заре развития минералогии рудокопы обратили внимание на то, что существуют признаки, по которым можно судить об условиях образования отдельных минералов и их совокупностей. К таким признакам относилась прежде всего форма минеральных тел, отвечающая определенным генетическим типам.

Было также замечено, что по ряду признаков можно установить принадлежность минералов к определенному месторождению и определять условия их образования. Такие признаки получили название типоморфных и теперь играют большую роль не только в минералогии, но и в практике поискового и геологоразведочного дела.

Позже наряду с типоморфными признаками важное значение для расшифровки условий минералообразования приобрело изучение включений в минералах, а для определения положения минерала в момент его образования — учение о минеральных отвесах и уровнях.

В настоящее время большое значение для определения условий, в которых возникали минералы, имеет изучение полиморфных модификаций, особенностей химического состава минералов, в частности содержание в них редких элементов, и изотопного состава элементов, образующих минералы.

ФОРМА МИНЕРАЛЬНЫХ ТЕЛ

В земной коре минералы встречаются в горных породах и минеральных комплексах — *месторождениях*. И те и другие можно объединить под общим названием — *минеральные тела*. В процессе своего образования минеральные тела приобретают определенную форму, которая часто зависит от условий образования минерального тела.

Разделение минеральных тел

Группы	Форма минеральных тел		
	в изверженных комплексах	в метаморфогенных комплексах	в осадочных комплексах
Изометрические	Массивы (батолиты и лакколиты)		
		Штоки, линзы и гнезда	
		Штокверки	Карманы
	Шлиры Миаролитовые пустоты	Секреции	Пещеры
		Миндалины и жеоды	
	Включения и вкрапленники	Конкреции	
Столбообразные	Диатремы, некки (жерловины), кольцевые дайки		Сталактиты Сталагмиты
Плитообразные	Покровы (потоки, прослойки)		Пласты (слои, россыпи)
	Дайки		
	Апофизы		
		Жилы и прожилки	
	Возгонь (корки, налеты)		Корки Натеки Налеты Выцветы

Так как минеральные тела находятся среди изверженных метаморфогенных и осадочных горных пород, с которыми они чаще всего связаны и генетически, то форма минеральных тел является специфической для каждой из этих групп горных пород (табл. 97).

Приведенные в таблице 97 минеральные тела по своему значению в месторождениях обычно разделяют на главные и

второстепенные. К первым принадлежат такие, которые в земной коре занимают значительные участки и имеют самостоятельное значение, например массивы (батолиты и лакколиты), пласты и др. Вторые имеют обычно локальное распространение и часто входят в состав главных минеральных тел. К ним относятся секреции, миндалины, жеоды и др.

Как главные, так и второстепенные минеральные тела имеют также формы, характерные для различных генетических групп, например штоки, линзы, гнезда, жилы, прожилки и др., встречающиеся среди изверженных, метаморфогенных и осадочных образований. В таких случаях для выяснения процессов, с которыми связано минеральное тело, рассматривают условия его залегания и особенности минерального состава.

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Понятие *типоморфные минералы* было введено в науку А. Е. Ферсманом. К типоморфным А. Е. Ферсман относил минералы, характерные для формирования определенных минеральных месторождений. Типоморфными минералами пегматитового процесса А. Е. Ферсман считал касситерит, который кристаллизуется в конце геофазы *E* и в течение геофазы *F* (табл. 21, стр. 112), и сподумен, кристаллизующийся в течение геофазы *F* и в начале геофазы *G*.

Жильбертит является типоморфным минералом некоторых кварцевых жил. Он обычно встречается в месторождениях вольфрамита в парагенезисе с флюоритом, сульфидами, а иногда с карбонатами и считается высокотемпературным гидротермальным образованием, возникающим вслед за отложением главной массы вольфрамита.

Однако чаще типоморфными бывают не сами минералы, кристаллизация которых может сильно растянуться, а отдельные признаки, присущие минералу определенного процесса. *Типоморфными признаками* могут быть: 1) кристаллические особенности (габитус, кристаллографические формы, двойники, вицинальные грани, штриховатость и др.); 2) характер агрегата; 3) размеры отдельных индивидов; 4) некоторые физические свойства (цвет, цвет черты, блеск, плотность, твердость и др.); 5) некоторые химические свойства (примеси, степень гидратации и др.).

Типоморфность признаков отдельных минералов определяется тем, что все они или некоторые из них меняются в зависимости от условий минералообразования. Например, для пегматитов А. Е. Ферсман считал типоморфными некоторые особенности таких минералов, как апатит, кварц и др. По А. Е. Ферсману, сине-зеленый апатит типичен для геофазы *C—D*, розовый с примесью марганца — для *F—G*, а бесцвет-

ный — для *H—K*. Для кварца, выделяющегося в течение всего пегматитового процесса, светло-дымчатые разности характерны для фазы *C*, темно-дымчатые и серые — для *D—E*, розовые — для *F*, горный хрусталь — для *H*, аметист — для *K—L*.

Целый ряд типоморфных признаков установлен для оловянного камня, который образует промышленные месторождения в связи с двумя группами процессов: пегматитовыми и гидротермальными. Оловянный камень из пегматитовых жил характеризуется бипирамидальным габитусом (на кристаллах преобладают грани бипирамиды (111), грани же призмы отсутствуют или развиты настолько слабо, что не влияют на габитус кристаллов). Оловянный камень этих месторождений отличается высоким (до 5%) содержанием $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ и постоянным присутствием марганца. Цвет оловянного камня из пегматитовых жил темный, иногда смоляно-черный. Для оловянного камня гидротермальных месторождений (кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы) характерен призматический габитус с развитием граней пирамиды и призмы, причем нередко встречаются даже игольчатые формы. Оловянный камень этих жил бурого и светло-бурого цвета, в качестве же примеси более обычен вольфрам, чем тантал и ниобий.

В. В. Черных, В. Г. Мелковым и В. А. Токаревым были установлены типоморфные признаки для сфалерита некоторых гидротермальных месторождений, изменяющиеся по мере понижения температуры образования (табл. 98).

Таблица 98

Изменение свойств сфалерита с понижением температуры его образования

Свойства	Понижение температуры			
	Черный	Бурый	Желтый, красный	Зеленоватый (прозрач.)
Характер агрегата	Сплошные скопления; отдельных кристаллов нет	Отдельные кристаллы редки, чаще сростки кристаллов	Редки сплошные массы, часты отдельные хорошо образованные кристаллы	Всегда хорошо образованные кристаллы
Цвет черты	Темно-бурая	Бурая	Желтая	Белая
Примеси	Много Fe, Mn, Cd, In, Ga, Ge	Меньше	Еще меньше	Почти нет
Прозрачность	Непрозрачны	Просвечивают в краях		Почти прозрачны

Типоморфные признаки наблюдаются также у кварца, циркона, турмалина и других минералов.

П. Маухер, Г. Кальб и А. Е. Ферсман установили типоморфные признаки, присущие кварцу различных процессов минералообразования (табл. 99).

И. И. Шафрановский определил типоморфные признаки циркона, обусловленные составом среды, в которой происходило образование этого минерала (табл. 100).

Типоморфным для каждого процесса является также характер агрегатов минералов (табл. 101).

Таблица 99

Типоморфные признаки кварца (по В. Г. Мелкову)

Процессы Свойства	Магматический	Пегматитовый и пневматолитовый	Гидротермальный → понижение температуры →	Экзогенный
Габитус	Изометрический (ксеноморфный, реже идиоморфный)	Столбчатый (призматический)	Удлиненный → шестоватый → короткостолбчатый (бипирамидальный)	
Размер	Небольшой	Крупный	Уменьшение размеров до тонкокристаллических и тонкодисперсных	
Характер агрегатов	Зернистый, реже прорастания и вкрапления	Отдельные кристаллы, друзы	Друзы	Натечные, плотные, жемчужины
Цвет		Последовательно дымчатый — серый — розовый — иногда молочный	Бесцветный (горный хрусталь) → Дымчатый → Сероватый → Фиолетовый (аметист)	Разнообразные цвета (часто от пигментации включений)
Прозрачность	→ Повышается →		Мутный — прозрачный	Непрозрачный
Включения		Включения слюды, гематита	Богат газовыми включениями	Богат механическими включениями

В последнее время обращается особое внимание на габитус кристаллов, который оказывается более или менее типичным для месторождений различного генезиса (рис. 243, 244). Габитус кристаллов является типоморфным признаком сфалерита, блеклой руды, хризоберилла, корунда, оливина, граната, берилла, кварца, полевых шпатов, апатита, кальцита и других минералов.

Изучая сфалерит, Г. Кальб установил два типа габитуса кристаллов этого минерала: тетраэдрический или кубооктаэдрический и додекаэдрический (рис. 245). Тетраэдрический тип характеризуется наличием

следующих важнейших форм: (111) , $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, (100) , (110) , причем преобладает отрицательный тетраэдр. Кристаллы окрашены большей частью в черный цвет, хотя в отдельных случаях бывают светло-желтых и зеленых оттенков. Этот тип габитуса имеют главным образом кристаллы сфалерита из сульфидных свинцово-цинковых месторождений.

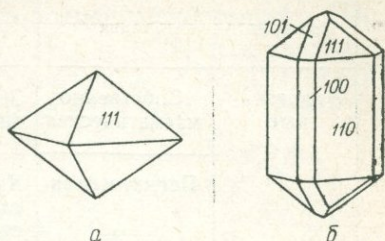


Рис. 243. Габитус кристаллов касситерита.

a — из пегматитов и пневматолитовых месторождений; *б* — из гидротермальных жил.

Таблица 100

Типоморфные признаки кристаллов циркона

Среды Свойства	В миаскитах	Из пегматита в миаските	Из контакта миаскита с снититом	В снитите
Размер	Наиболее крупные кристаллы	→ Уменьшенные → кристаллы		
Габитус кристаллов (см. рис. 244)	Бипирамидальный с гранями призмы	Бипирамидальный	Переходного типа	Призматический
Поверхность граней	Ровная блестящая	Шероховатая	(111) и (110) ровная, (100) — шероховатая, матовая	
Цвет	Коричневый с зональной окраской от периферии к центру	Красноватобурый	Желтый	Темно-коричневый

Характер агрегатов в образованиях различного генезиса

Процессы	Стадия	Характер агрегатов
Эндогенные	Собственно магматическая	Зернистые и плотные, часто с порфировыми выделениями
	Пегматитовая	Крупные друзы с минералами гигантской величины, письменные структуры
	Пневматоли- товая	В собственно пневматолитах подобны пегматитовым. В вулканических эксгалициях — землистые, мелкокристаллические, налеты, иногда друзы в пустотах лав. В скарнах — зернистые агрегаты, часто с поясовой текстурой
	Гидротер- мальная	Жилы с зернистыми и сплошными агрегатами с массивной, полосчатой, крустификационной и друзовой текстурами
Метамор- фогенные	Контактово- метаморфо- генная	Зернистые, часто с поясовой текстурой
	Регионально- метаморфо- генная	Листоватые, чешуйчатые, лучистые
Экзогенные	Выветривания	Натечные, землистые с широким развитием дендритов, секретий, конкреций и скелетных форм
	Осадочная	Зернистые, плотные и землистые. Часты друзы хорошо образованных кристаллов
	Биогенная	Землистые и натечные с широким развитием оолитов и конкреций

На кристаллах дидодекаэдрического габитуса доминирует форма (110), а формы $(\bar{1}\bar{1}1)$, (111), (100) имеют второстепенное значение. Цвет кристаллов преимущественно темно-красный, бурый, красный до красновато-желтого.

Этот тип габитуса характерен для сидеритовых, флюорито-баритовых и метасоматических месторождений.

Для блеклых руд также установлены два типа габитусов: тетраэдрический и куборомбододекаэдрический. Первый тип, кроме развития формы (111) и ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) как основной, характеризуется почти всегда наличием формы (112) тригон-тетраэдра, а второй является комбинацией куба

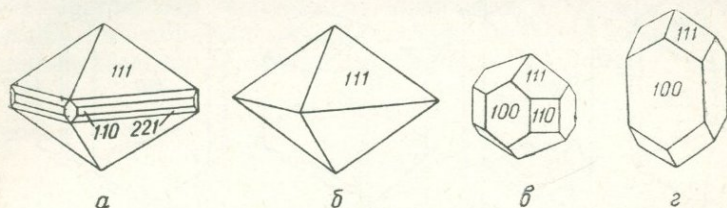


Рис. 244. Зависимость габитуса кристаллов циркония от среды минералообразования.

a — из миаскита; *b* — из пегматита в миаските; *v* — из контакта миаскита и сиенита; *z* — из сиенита.

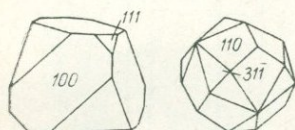


Рис. 245. Типоморфные особенности сфалерита.

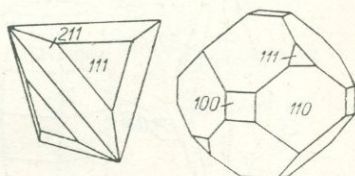


Рис. 246. Типоморфные особенности блеклой руды.

и ромбического додекаэдра (рис. 246). Тетраэдрический габитус чаще всего присущ сурьмянистым блеклым рудам, куборомбододекаэдрический — мышьяковистым блеклым рудам. В то же время кристаллы блеклой руды куборомбододекаэдрического габитуса чаще присутствуют в месторождениях, связанных с карбонатными породами, а кристаллы тетраэдрического габитуса — в обычных сульфидных жилах.

Кристаллы хризоберилла по типоморфным признакам можно разделить на два типа: вытянутые по оси [001]; таблитчатые по [100] и иногда несколько вытянутые по [001] или [100]. Первый тип свойственен высокотемпературной, а второй — более низкотемпературной пневматолитовой стадии минералобразования. Для первого типа (рис. 247*a*), который Г. Кальб и Л. Кох называют «типом Токовой», характерно отсутствие или малое развитие (100) и большое развитие (111), а для второго типа (рис. 247*b*) — большое развитие (100) и малое развитие или отсутствие (111).

Для корунда (табл. 102 и рис. 248), как и для циркона, устанавливается зависимость между габитусом и химическим составом среды. К. Н. Озеров выделяет четыре морфологических типа корунда: бипирамидальный, длиннопризматический, ромбоэдрический и пинакоидальный (рис. 248). Кри-

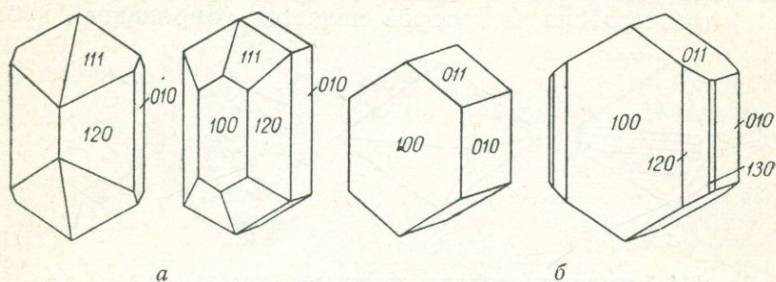


Рис. 247. Типоморфные особенности хризоберилла.

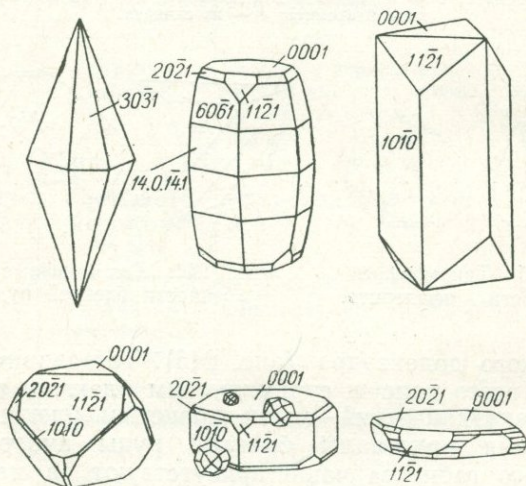


Рис. 248. Типоморфные особенности корунда.

сталлы бипирамидальные и длиннопризматические (удлиненные по главной кристаллографической оси), а также ромбоэдрические (изометрические) присущи месторождениям, залегающим в породах, сравнительно бедных кремнеземом и богатым натрием, калием, магнием, кальцием и железом (щелочные и нефелиновые сиениты, ультраосновные и основные породы, а также известняки). Корунд этих типов находится в корундовых пегматитах, рубинсодержащих мраморах, а также в породах, содержащих основные плагиоклазы, хрупкие слюды, шпинель, магнетит и др.

Кристаллы пинакоидального габитуса (пластинчатые и таблитчатые) встречаются в месторождениях, залегающих в породах, богатых кремнеземом (гранито-гнейсах, кварцево-сланцевых сланцах и вторичных кварцитах). Главными спутниками корунда являются андалузит, силлиманит, кианит; часто кварц.

Небезынтересно отметить, что подобная зависимость габитуса кристаллов корунда от химического состава среды, в которой они образовались, подтверждается также опытами по синтетическому получению корунда.

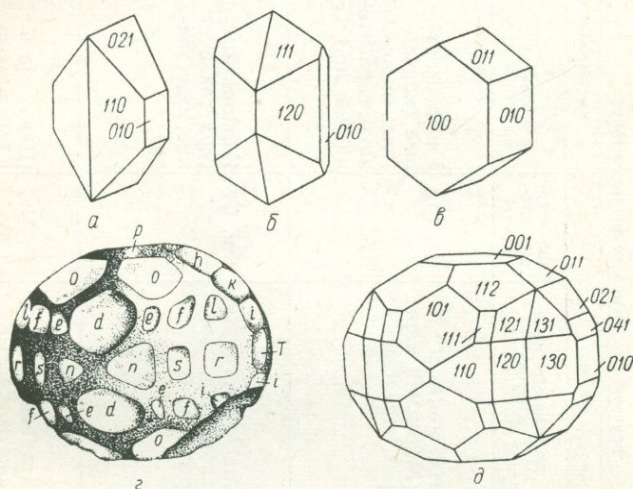


Рис. 249. Типоморфные особенности оливина.

a — из основных изверженных пород; *б, в* — из пневматолитовых образований (*б* — из контактов, *в* — из друз в изверженных породах); *г, д* — из метеоритов (*г* — естественный кристалл, *д* — вычерченный кристалл).

Общая зависимость формы кристаллов корунда от геологических особенностей месторождений показана в таблице 102.

Габитусные особенности кристаллов оливина обуславливаются происхождением минерала (рис. 249).

Оливин собственно магматического происхождения (большей частью из основных изверженных пород) характеризуется таблитчатым по (010) обликом; кристаллы большей частью вытянуты по [001], реже по [100]. На кристаллах оливина собственно магматического происхождения развиты преимущественно (010), (110) и (021).

В оливине пневматолитового происхождения различаются два типа кристаллов: из контактов и из друз в изверженных горных породах. Первый, особенно характерный для форсте-

Зависимость формы кристаллов корунда от геологических особенностей месторождений
(по К. Н. Озерову)

Габитус кристаллов			Геологические особенности месторождений					Главнейшие месторождения
тип	доминирующие грани	второстепенные грани	корундовые породы			вмещающие породы		
			название	главные спутники корунда	характерные элементы	название	характерные элементы	
Бипирамидальный	Пирамиды: (2241), (2243), (2245), (14.14.28.3) и др.		Корундовые плагиоклазиты (кыштымиты, плюмазиты) и марундиты	Плагиоклазы (№ 20—100), маргарит, шпинель	Ca, Mg	Ультраосновные (перидотиты, пироксениты, серпентиниты и др.)	Mg, Fe	Борзовское (Урал), Трансвааль (Южно-Африканский Союз)
		Ромбоэдр ($10\bar{1}1$) и пинакоид (0001)	Магнетито-гематитовые хлоритоидные и маргаритовые наждаки	Магнетит, гематит, хлоритоид, маргарит, пирит	Fe, Ca	Карбонатные (кристаллические известняки)	Ca	Приртышские (Урал), Тамдинские, Актау (Средняя Азия)
Длиннопризматический	Призма ($11\bar{2}0$) и ромбоэдр ($10\bar{1}1$)	Пинакоид (0001)	Корундовые сиенит-пегматиты	Калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды (биотит, мусковит)	K, Na, Mg	Щелочные и нефелиновые сиениты	K, Na	Ильменские горы (Урал), Онтарио и Квебек (Канада)

Ромбоэдрический	Ромбоэдр ($10\bar{1}1$) и пинакоид (0001)	Призма ($11\bar{2}0$) и пирамида (2243)	Рубинсодержащие мраморы и кальцифилы	Шпинель, флогопит, кальцит, доломит	Ca, Mg	Карбонатные (мраморы)	Ca, Mg	Восточный Афганистан
Пинакоидальный	Пинакоид (0001) и призма ($11\bar{2}0$)	Ромбоэдр ($10\bar{1}1$) и пирамиды						Верхняя Бирма
		Ромбоэдр ($10\bar{1}1$), ($02\bar{2}1$), призма ($11\bar{2}0$) и пирамиды	Корундовые сиенит-пегматиты	Калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды (биотит, мусковит), гранат	K, Na, Mg, Ca	Гранито-гнейсы	Si	Ильменские горы (Урал), Онтарио и Квебек (Канада)
		Шпинелево-магнетитовые, полевошпатовые и силлиманитовые наждаки	Шпинель, магнетит, гематит, ильменит, плагиоклазы (№ 20—50), силлиманит, кварц, гранат	Na, Ca, Mg, Fe, Si	Основные (габбро и нориты)	Mg, Ca, Fe, Si	Сигангойское (Хакассия), Пикскилл (США)	
		Мусковито-силлиманито- и кианито-корундовые породы	Силлиманит, кианит, мусковит	Si, K	Гнейсы и кристаллические сланцы	Si	Южная Якутия, Хаси Хиллс, Ассам и Пипра (Индия)	
	Мусковито-андалузито-корундовые породы и вторичные кварциты	Андалузит, мусковит, кварц, пирит, гематит	Si, K	Вторичные кварциты	Si	Семиз-Бугу (Центральный Казахстан) и Акташское (Средняя Азия)		

рита, монтичеллита и тефроита, вытянут по оси [001] и реже по [100]. На кристаллах этого типа преобладают формы (010), (120) и (111). Второй тип, свойственный фаялиту, большей частью таблитчатый по (100), обычно вытянутый по [001] и реже по [100].

Кристаллы оливина космогенного происхождения имеют типичный шаровидный облик.

Зависимость габитуса кристаллов от химического характера среды отмечена также для кристаллов граната. По исследованиям А. А. Ярошевского, в породах, богатых Са, Mg и Fe^{+2} (главным образом в метасоматических образованиях), гроссуляр, гессонит, андрадит, альмандин, уваровит и пироп, как правило, приобретают ромбододекаэдрический габитус с резко подчиненным значением граней тетрагон-триоктаэдра. В породах же, богатых Al (преимущественно в гранитных пегматитах), гранаты чаще всего имеют форму тетрагон-триоктаэдра.

Типоморфные признаки берилла по данным А. А. Беуса приведены на рис. 250. По исследованиям А. А. Беуса, натриевые и натриево-литиевые бериллы связаны с пегматитовыми месторождениями, а бесщелочные — с пегматитовыми и постмагматическими. Бесщелочные бериллы пегматитов окрашены в зеленый, желто-зеленый (обыкновенные бериллы), зеленовато-голубой до синего (аквамарины), винно-желтый, винно-бурый, золотистый (гелиодоры) и изумрудно-зеленый (изумруды) цвет и обычно представлены кристаллами призматического (длиннопризматического и тонкопризматического) габитуса. Натриевые бериллы имеют светло-зеленый, желто-зеленый и желтый цвет и встречаются в виде плохо образованных кристаллов призматического, усеченно-пирамидального и конусовидного облика. Довольно часты для них скелетные («фаршированные») кристаллы.

Натриево-литиевые бериллы окрашены в зеленовато-белый до белого, изредка в голубой цвет, но встречаются и бесцветные (ростерит). Кристаллы их обычно плохо развиты и имеют конусовидный облик или образуют неправильные выделения. Реже встречаются хорошо образованные кристаллы короткопризматического габитуса.

Литиево-цезиевые бериллы чаще всего розового, редко зеленого цвета (воробьевиты), а также бесцветные (ростерит). Они образуют неправильные выделения и встречаются в виде короткопризматических до таблитчатых кристаллов.

Бериллы постмагматических комплексов представлены бесщелочными тонкопризматическими кристаллами, которые часто образуют радиально-лучистые сростки («берилловые солнца») или плотные до массивных агрегаты. Размер кри-

Пегматитовые месторождения

Без заметных проявлений альбитизации

Альбитизированные в различной степени

Гидротермально-пневматолитовые месторождения

Бесщелочной берилл

Натриевый берилл

Натриево-литиевый и литиево-цезиевый берилл

Бесщелочной берилл

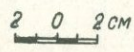
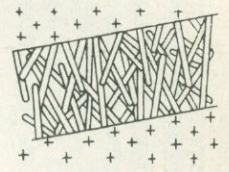
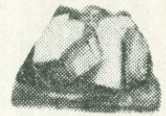
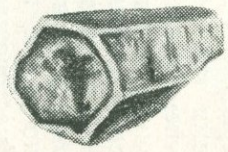
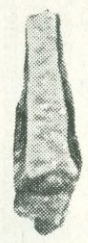
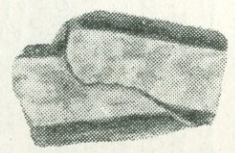
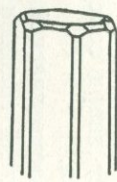
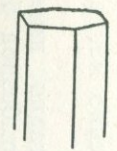
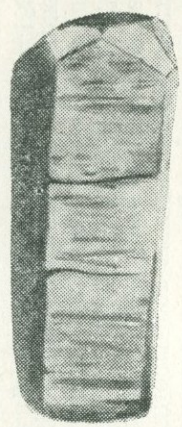


Рис. 250. Типоморфные особенности берилла (по А. А. Беусу).

сталлов обычно измеряется долями сантиметра. Кристаллы размером в несколько сантиметров встречаются сравнительно редко. В отличие от постмагматических бериллов бесщелочные бериллы пегматитов обычно наблюдаются в виде крупных кристаллов размером более 4 см (известны кристаллы берилла из пегматитов, достигавшие 5—8 м по длинной оси).

Хотя типоморфные признаки кварца изучали многие исследователи, вопрос этот нельзя считать решенным удовлетворительно.

Для пегматитовых образований А. Е. Ферсман установил, что при высоких температурах возникает светло-серый или прозрачный кварц в виде зерен и кристаллов без призмы, сменяющийся затем дымчатым кварцем и морионом. В гидротермальную стадию вначале образуются зернистые массы кварца и изредка кристаллы горного хрусталя, удлиненные, а затем мутные и шестоватые, в конце гидротермального процесса — мелкокристаллические разности, отвечающие халцедону, и короткостолбчатые аметисты, образование которых происходит уже при температуре 250—100°C.

Н. А. Иванов, изучавший кварц в месторождениях Памира, отмечает некоторую зависимость габитуса кристаллов этого минерала от определенных геологических комплексов. Так, кристаллы из месторождений, связанных с нижнепалеозойскими комплексами, имеют короткостолбчатый облик с развитием главным образом острейших ромбоэдров и с резким развитием призматических граней. Кристаллы из месторождений, сосредоточенных в юрских комплексах, характеризуются преобладающим развитием призмы и острейших ромбоэдров. Кристаллы из триассовых отложений преимущественно имеют вытянутый облик.

В месторождениях реки Пскем (Западный Тянь-Шань) Т. М. Выровлянский установил несколько типов кварца из гидротермальных жил, которые в общем совпадают с типоморфными признаками кварца, установленными В. Маухером.

В. Маухер различает кварц собственно магматической и гидротермальной стадий.

Кварц собственно магматической стадии имеет изометрический облик, созданный гранями ромбоэдра без призмы.

Габитус кристаллов кварца гидротермальной стадии изменяется в зависимости от температуры кристаллизации. При температуре порядка 350°C возникают удлиненные призматические кристаллы с одним ромбоэдром (В. Маухер называет их типом Дофинэ), с понижением температуры примерно до 300°C — кристаллы, на которых грани призмы и ромбоэдра находятся в равновесии, при 200—150°C — изометрические с доминирующими гранями ромбоэдров и

подчиненным значением граней призмы (рис. 251). Эти температурные пределы являются примерными и должны быть проверены на основании термометрических исследований.

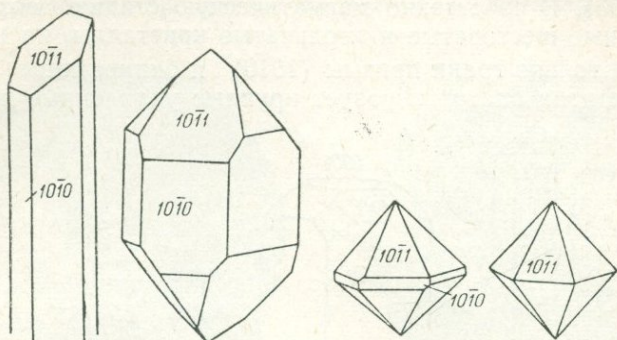


Рис. 251. Типоморфные особенности кристаллов кварца.

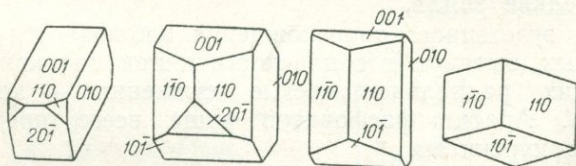
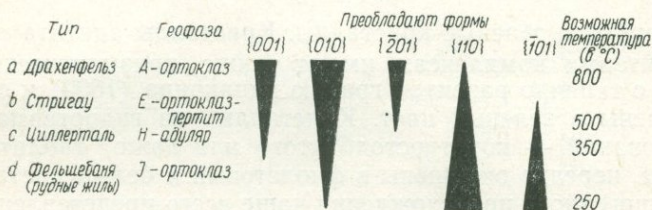


Рис. 252. Типоморфные особенности полевых шпатов (по А. Е. Ферсману).

Из полевых шпатов в отношении типоморфизма изучены калиевые полевые шпаты (рис. 252). При высокой температуре (800°C) образуются кристаллы, имеющие вид параллелепипеда с преобладающим развитием пинакоидов (001) и (010) или пластинчатые по (010). При более низкой температуре (500°C) кристаллы становятся боченовидными вследствие равномерного развития пинакоида (001) и призм (110), (201) и (101). При температуре 250°C кристаллы приобретают ром-

боздрообразный габитус в результате развития призм $(1\bar{1}0)$, $(1\bar{1}0)$ и $(10\bar{1})$.

Четкие типоморфные признаки наблюдаются у апатита (рис. 253). В собственно магматическую стадию возникают бесцветные шестоватые и игольчатые кристаллы, на которых развиты только грани призмы $(10\bar{1}0)$ и бипирамиды $(10\bar{1}1)$. В пегматитах апатит образует крупные удлинненные по приз-

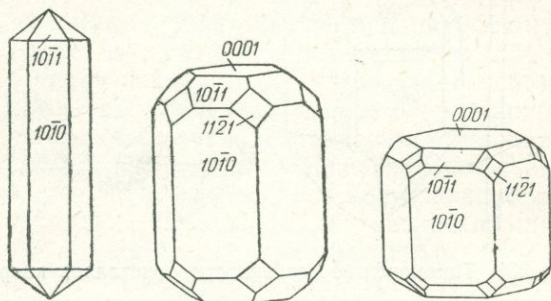


Рис. 253. Типоморфные особенности апатита.

ме голубые и зеленые кристаллы. Кристаллы апатита в пневматолитовых комплексах имеют также призматический габитус с типично развитой гранью пинакоида (1000) и обычно окрашены в зеленый цвет. Кристаллы из гидротермальных образований — короткостолбчатого или даже таблитчатого облика, нередко окрашены в фиолетовый и белый цвета. Апатит эндогенного происхождения чаще всего представлен фтор-apatитом и в собственно магматических образованиях содержит редкие земли.

Апатит экзогенного происхождения наблюдается в виде волокнистых, вытянутых в плоскости пинакоида кристаллов, образующих радиально-лучистые стяжения — конкреции (рис. 254). Апатит фосфоритов чаще всего представлен аморфным курскином.

Типоморфные признаки кальцита были установлены В. Маухером и Г. Кальбом. По их данным, кальциты пластинчатого облика с преобладающим развитием граней пинакоида (0001) являются наиболее высокотемпературными образованиями. Затем следуют ромбоэдрические кристаллы с развитием ромбоэдра $(10\bar{1}1)$, скаленоэдрические с развитым скаленоэдром $(21\bar{3}1)$. К самым низкотемпературным относятся призматические кристаллы с развитыми гранями призмы $(10\bar{1}0)$, которые заканчиваются гранями ромбоэдра $(10\bar{1}1)$, и остроромбоэдрические с гранями острого ромбоэдра (4041) .

Схема В. Маухера и Г. Кальба была дополнена М. Н. Шкабарой, изучавшим кальциты Крыма и Кавказа

(рис. 255). М. Н. Шкабара установил шесть типов кристаллов кальцита, располагающихся в определенной возрастной последовательности.

Наиболее ранний тип — пинакоидальный — встречается в изверженных породах, пегматитах и зальбандах гидротер-

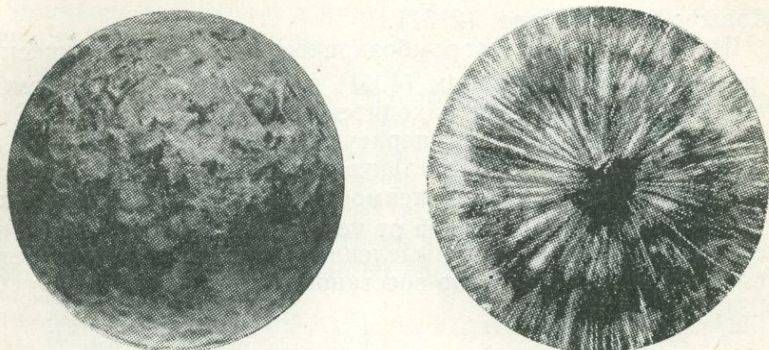


Рис. 254. Фосфоритовые конкреции (общий вид и разрез).

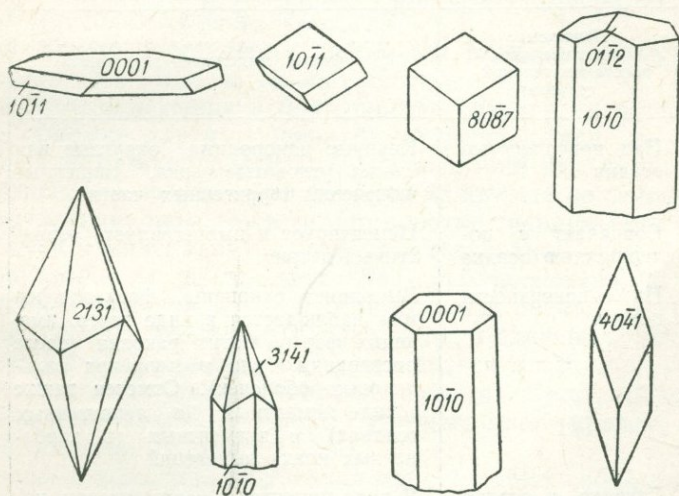


Рис. 255. Типоморфные особенности кальцита.

мальных жил. Главной формой этого типа является пинакоид (0001), в комбинации с которым обычно наблюдается ромбоэдр ($10\bar{1}1$).

Второй тип — ромбоэдрический с главной формой основного ромбоэдра ($10\bar{1}1$). Этот тип знаменует начало гидротермального процесса.

Третий тип представлен тупым ромбоэдром ($8\bar{0}\bar{8}7$), образовавшимся в пределах температур $350-250^{\circ}\text{C}$.

Четвертый тип — призматический — характеризуется развитием призмы ($10\bar{1}0$) и ромбоэдра ($01\bar{1}2$). Он возник в пределах температур $250-150^{\circ}\text{C}$.

Пятый тип — скаленоэдрический с развитием главным образом скаленоэдра ($21\bar{3}1$).

Шестой тип — остроромбоэдрический и призматический с развитием главных форм ($40\bar{4}1$) и призмы ($10\bar{1}0$), в комбинации с которой всегда находится пинакоид (0001). Этот тип — наиболее низкотемпературный ($75-25^{\circ}\text{C}$).

Седьмой тип — тип сталактитовых образований.

Наблюдается также зависимость формы выделения некоторых осадочных минералов от условий их образования. Так, установлено, что форма выделения глауконита определяется положением окислительно-восстановительной границы (табл. 103).

Таблица 103

Форма выделения глауконита в зависимости от положения окислительно-восстановительной границы

Положение окислительно-восстановительной границы	Форма выделения глауконита
Над поверхностью осадка	Крупные однородные округлые или слегка угловатые зерна, лишенные включений терригенных частиц
Совпадает с поверхностью осадка	Цементирует и импрегнирует терригенный детрит
Ниже поверхности осадка	Выполняет раковины фораминифер или наблюдается в виде зерен, имеющих форму этих раковин (после растирания или растворения кальцитовых оболочек). Отмечен также в виде цементных (в терригенных осадках) и пигментных (в карбонатных илах) выделений
Глубоко в осадке	В виде цемента, а также пленок, корочек, оболочек и замещений различных минеральных и органических остатков

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Включения в минералах встречаются довольно часто и представляют собой посторонние тела по отношению к самому минералу. Для некоторых минералов они настолько ти-

личны, что могут быть использованы в качестве диагностического признака. «Эти включения — газообразные, жидкие или твердые, — писал Я. В. Самойлов, — делающие часто вещество минерала „нечистым“ для целей химического анализа, представляют драгоценный материал для самых важных выводов о происхождении минерала».

Изучение включений в минералах и использование их для решения генетических вопросов в последнее время продвинулось далеко вперед благодаря работам Н. П. Ермакова.

Включения в минералах получили название *минералов-узников*, в то время как минералы, содержащие включения, принято называть *минералами-хозяевами*. Размер включений колеблется в широких пределах: от едва заметных под микроскопом до хорошо различимых невооруженным глазом. Наблюдения показали, что почти во всех минералах есть включения. Значительное количество включений делает минерал мутным и непрозрачным.

Форма включений бывает самая различная (рис. 256). Чаще всего они занимают пустоты, которые представляют собой отрицательные кристаллы*. Если пустота выполнена целиком, то включения повторяют кристаллографические очертания минерала-хозяина (рис. 257).

По своему агрегатному состоянию включения могут быть твердыми, жидкими и газообразными.

Твердые включения в большинстве случаев представляют собой обломки других минералов, встречающихся на пути роста данного минерала. В минералогии они имеют значение для выяснения положения растущего кристалла по отношению к направлению силы тяжести. Но нередко твердые включения находятся в минералах в окристаллизованном виде. Так, в кристаллах горного хрусталя наблюдаются включения тонких волокон роговой обманки, игл рутила и гетита, чешуек слюды, железного блеска и др. Различные твердые включения в минералах могут находиться в таких заметных количествах, что значительно превосходят массу минерала-хозяина и придают ему чуждый для него цвет (празем, авантюрин, соколиный глаз и др.).

Газовые и жидкие включения представляют собой плененные остатки минералообразующей среды. В жидких включениях встречаются маточные водные растворы, реже углекислота и иногда жидкие нефтеобразные вещества. Среди жидких включений растворов, находящихся в минералах, различают однофазовые, двухфазовые, трехфазовые и многофазовые.

* Отрицательными кристаллами называются пустоты в минералах, отвечающие кристаллографическим формам самого минерала.

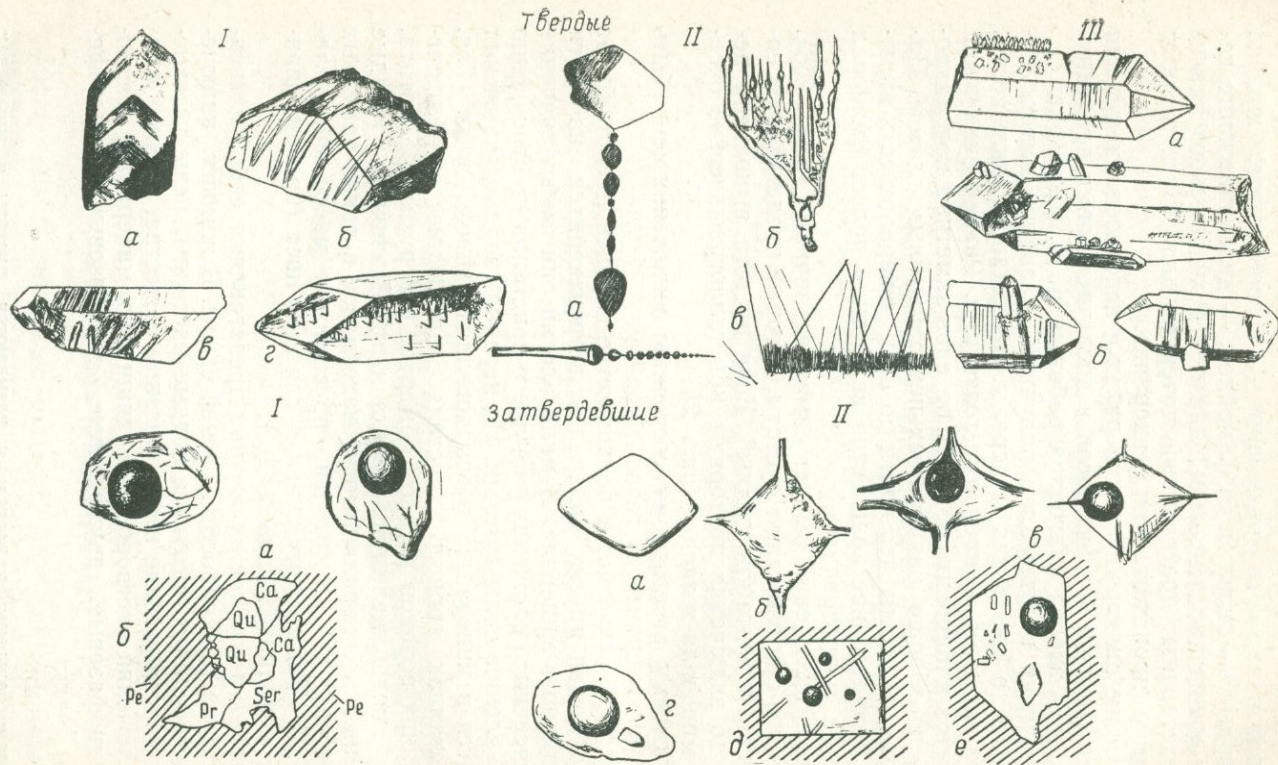


Рис. 256. Типы включений в минералах (по А. В. Пизньюру).

Твердые. I — протогенетические: а — хлорит в кварце; б — рутил в кварце; в — кварц в кварце; з — турмалин в кварце. II — сингенетические: а — гематит в кварце; б — флюорит в топазе; в — касситерит в кварце. III — эпигенетические: а — брукит и сфен в кварце; б — кварц в кварце. **Затвердевшие.** I — раскристаллизованные: а — двухфазовые в ортоклазе гранитов; б — в лабрадоре лабрадоритов. II — стекла: однофазовые в полево шпате (а) и кварце (б); в — двухфазовые в кварце; многофазовые в кварце порфира (з), полево шпате порфира (д) и агите траппа (е).

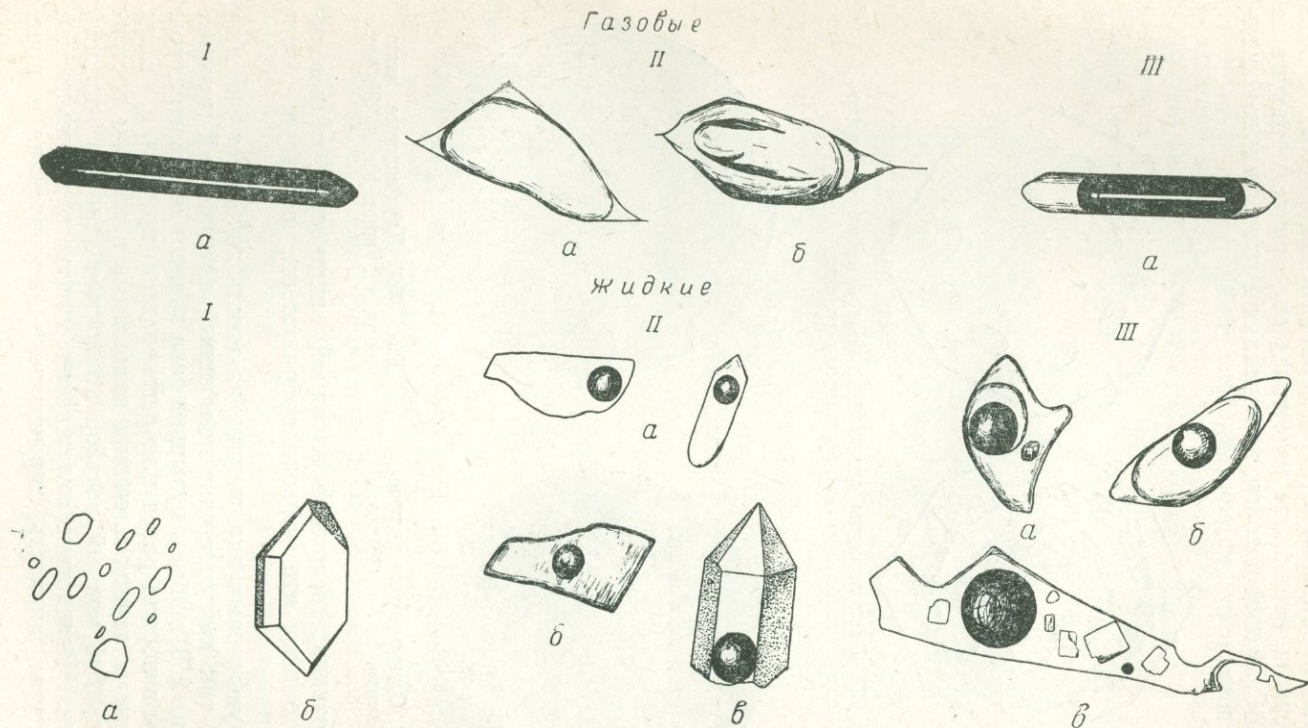


Рис. 256 (продолжение).

Газовые. I — «сухих» газов: а — однофазовое в топазе; II — существенно-газовые: а — двухфазовое в топазе; б — многофазовое (с CO_2) в топазе. III — газожидкие: а — двухфазовое в топазе. **Жидкие.** I — жидкие: однофазовые в барите (а) и датолите (б). II — жидко-газовые: а, в — двухфазовые в кварце; б — двухфазовые в кальците. III — сложные (с смешанные): многофазовые с CO_2 и галитом (а) и с CO_2 (б) в кварце; в — многофазовые в кварце.

По наблюдениям Н. П. Ермакова, однофазовые жидкие включения характеризуют холодноводные минералы, а также минералы, возникшие из теплых вод при температуре не выше 50°C . В однофазовых включениях пустоты минерала целиком заполнены жидкостью (рис. 258).

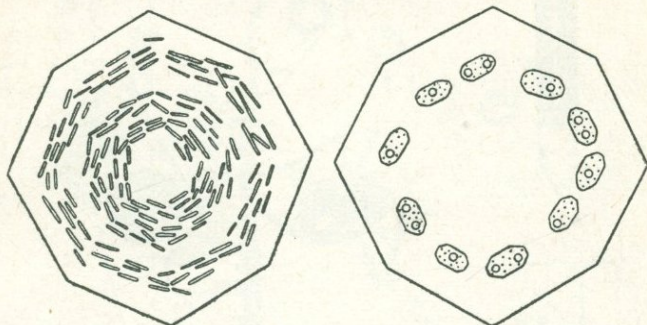


Рис. 257. Расположение включений, повторяющих кристаллографические очертания минерала-хозяина (лейцит).

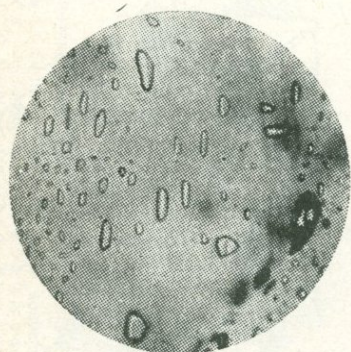


Рис. 258. Однофазовые включения в барите. Ув. в 330 раз.

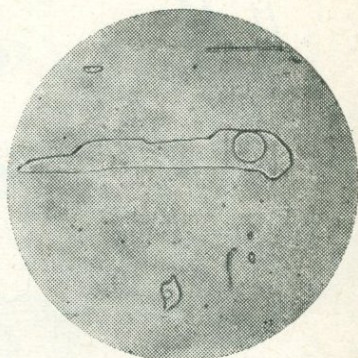


Рис. 259. Двухфазовые включения в кварце. Ув. в 330 раз.

Включения, состоящие из одной жидкости, свидетельствуют о том, что минералообразующие растворы были жидкими.

В двухфазовых включениях жидкость заполняет не всю пустоту, так как содержит подвижный сферический пузырек газа (рис. 259). Объем пузырька газа зависит от температуры раствора в период роста или регенерации кристалла. Если включение в период пленения находилось в жидком состоянии, нагретый водный раствор полностью занимал полость включения. Вследствие охлаждения минерала до комнатной температуры жидкость, герметически закупоренная в поре,

сжалась и образовалось свободное пространство, заполнившееся газом. Одновременное нахождение жидких включений с пузырьком газа доказывает присутствие в материнской среде жидкой и газообразной фазы.

Трехфазовые и многофазовые включения образовались так же, как и двухфазовые, но в них в результате охлаждения включений возникает газовый пузырек, а после пересыщения жидкости выделяется одна или несколько твердых фаз в виде минералов-узников (рис. 260). Двухфазовые и многофазовые жидкие включения характерны для гидротермальных образований.

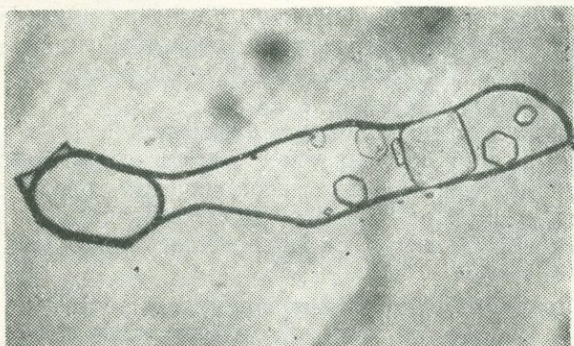


Рис. 260. Многофазовые включения в топазе.
Ув. в 120 раз.

Жидкие включения состоят из воды и водных растворов. В качестве минералов-узников чаще всего наблюдаются галит, сильвин и значительно реже — карбонаты и другие минералы.

Состав газовых включений почти не изучен. Имеющиеся данные позволяют предположить, что в них в газообразном состоянии могут находиться HF , HCl , H_2S , CO_2 , H_2O .

По времени своего образования относительно вмещающего кристалла включения бывают *первичными* и *вторичными*. Среди последних часто наблюдаются включения жидкости в трещинках, возникших и залеченных еще в процессе роста кристалла. Они вторичны относительно центральной части кристалла и первичны относительно его периферии. Следовательно, эти включения являются ранними вторичными.

Таким образом, во включениях мы чаще всего наблюдаем остатки минералообразующей среды, которая представляет собой гетерогенную систему. Минералообразующая среда, оказавшаяся в герметически закупоренном состоянии, характеризовалась определенным составом и состоянием, которые

в значительной степени контролировались определенной температурой и давлением.

Гетерогенные системы включений можно путем нагревания привести в гомогенное состояние. Этот процесс носит название *гомогенизации*. Температура гомогенизации примерно соответствует температуре, при которой включение попало в минерал, а в случае первичных и ранневторичных включений — температуре минералообразования.

Исследованиями Н. П. Ермакова установлены два основных типа гомогенизации: 1) включения гомогенизируются за заполнением всего пространства вмещающей пустоты только жидкой фазой; 2) первичные и ранневторичные включения гомогенизируются в газовой фазе. Гомогенизация включений по первому типу характерна для минералов гидротермального происхождения, по второму типу — для пневматолитовых и пегматитовых минералов.

Таким образом, исследование включений дало объективные критерии для определения температуры образования многих минералов и, что весьма важно, для того, чтобы отличать минералы холодноводного происхождения от гидротермального, а последние — от пневматолитового.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОТВЕСЫ И УРОВНИ

Понятия *минералогические отвесы и уровни*, введенные в науку Д. П. Григорьевым, выражают результаты влияния силы тяжести при минералообразовании. *Минералогическими отвесами* называют зафиксированные на минералах признаки влияния силы тяжести, позволяющие восстанавливать положение вертикали во время минералообразования. Такие же признаки по отношению к горизонтали называют *минералогическими уровнями*.

Наиболее очевидными минералогическими отвесами являются сталактиты, в виде которых образуются некоторые минералы в различных полостях. В нормальном положении сталактиты занимают строго вертикальное положение. Наиболее очевидные минералогические уровни — параллельно-слоистые образования халцедона, наблюдающиеся иногда в халцедоновых жеодах (рис. 261).

Минералогические уровни и отвесы облегчают познание истории минеральных месторождений. Так, П. А. Земятчинский, учитывая, что в Бакальских месторождениях длинная и совершенно прямая ось сталактитов бурого железняка отклоняется от вертикального положения (рис. 262), пришел к заключению, что в отложении между строго вертикальными и наклонными частями сталактитов существовал перерыв, сопровождавшийся перемещением пластов.

Для месторождений, залегающих в неслоистых породах, минералогические уровни и отвесы являются единственными признаками, позволяющими судить о тектонических перемещениях пород.

Влиянием силы тяжести на минералообразование в настоящее время объясняют случаи преимущественного роста минералов в одном направлении и нарастание одних минералов на другие. Г. Г. Леммлейн пришел к выводу, что асимметрия кристаллов кварца различных месторождений зависит от их положения и ориентировки в жилах. Поскольку же положение и ориентировка кристаллов в жиле обуславливаются движением концентрационных потоков, определяющих питание кристаллов, а концентрационные потоки подчиняются силе тяжести, то, следовательно, ею и вызвана асимметрия кристаллов кварца.

Неравномерное распределение минералов в полости жил и неравномерное покрытие одних минералов другими, что обычно наблюдается почти во всех месторождениях, в настоящее время также объясняется дифференциацией вещества под влиянием силы тяжести. Как правило, слои кристаллов одного минерала накладываются только на верхнюю поверхность кристаллов другого минерала и не покрывают их бока и нижние ограничения. Подобное нарастание некоторые исследователи образно сравнивают с накоплением снега на крыше дома и отсутствием его на стенах и под карнизами. Очевидно, что такие образования моложе минералов, на которые они накладываются.

К минералогическим отвесам и уровням принадлежат так называемые «присыпки», которые представляют собой обломки и мелкую пыль, осыпающиеся на поверхность растущих в пустотах кристаллов. Присыпки характеризуют такой период в истории месторождения, когда оно испытывало деформации.

Присыпки наблюдаются на внешней поверхности минералов. Они показывают положение минерала во время его роста и направление силы тяжести в это время. Впоследствии присыпки могут зарости выделяющимся позднее минералом (рис. 263). Присыпки имеют важное значение не только как минералогические уровни и отвесы, но и для установления порядка минералообразования.

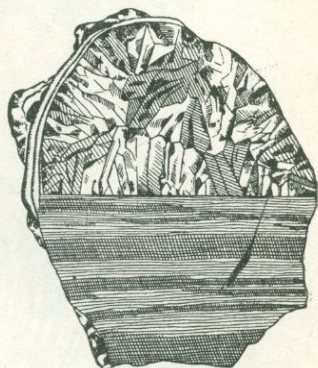
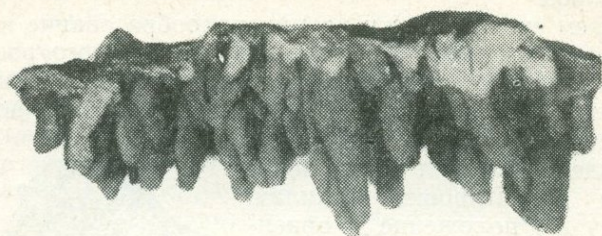
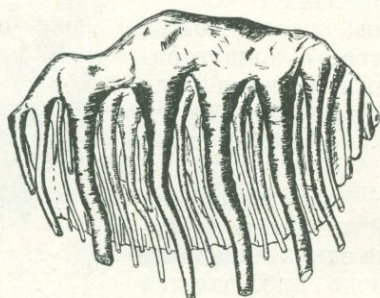


Рис. 261. Жеода халцедона как минералогический уровень.

Следовательно, асимметричность роста минералов и их неравномерное распределение позволяют определять верхние и нижние части кристаллов минералов, иначе говоря, установ-



a



0 0,5 1 см

б

Рис. 262. Нормальные (а) и деформированные (б) сталактиты.

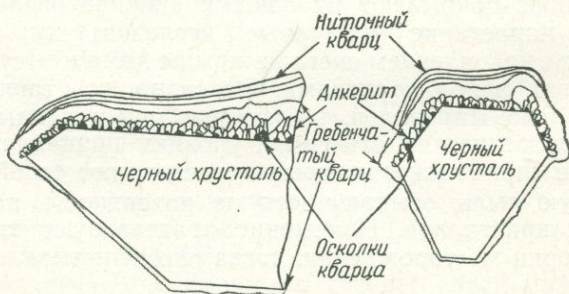


Рис. 263. Положение присыпок на кристаллах горного хрусталя (по Д. П. Григорьеву).

ливать первичную ориентировку минералов по отношению к направлению в месторождении силы тяжести, а стало быть, и выяснять, испытывали ли эти минералы и даже месторождения вертикальные перемещения.

ПОЛИМОРФНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ

Для выяснения условий минералообразования, в частности для установления температуры образования минеральных комплексов, в которых находится та или иная модификация, большое значение имеют *полиморфные превращения*. Благодаря этому они уже давно получили название *минералогических термометров* (табл. 104).

Таблица 104

Некоторые минералогические термометры

Полиморфные модификации	Состав	Сингония	Точка превращения (°C)
Волластонит Псевдоволластонит	$\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Триклинная Псевдогексагональная	1190
Сфалерит Вюртцит	ZnS	Кубическая Гексагональная	1020
Низкотемпературный кварц Высокотемпературный кварц	SiO_2	Тригональная Гексагональная	575
Криолит	Na_3AlF_6	Моноклинная Кубическая	560—570
Низкотемпературный тридимит Высокотемпературный кристобалит	SiO_2	Гексагональная Тетрагональная	1475
Пироксен	$\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	Ромбическая Моноклинная	955—1140
Халькозин	Cu_2S	Кубическая Ромбическая	91—105
Аргентит Акантит	Ag_2S	Кубическая Ромбическая	170

Однако следует иметь в виду, что не всегда отмеченные в таблице 104 минералы могут быть использованы в качестве безупречных термометров. Дело в том, что температура превращений часто меняется с изменением давления, а также в зависимости от химического состава, причем это не всегда может быть учтено. Так, переход волластонита в псевдоволластонит при наличии 8% $MgSiO_3$ совершается не при 1190, а при 1345°C; переход сфалерита в вюртцит при содержании 17% железа совершается при 880 вместо 1020°C.

Влияние давления на смещение точки превращения может быть иллюстрировано на примере SiO_2 (табл. 105).

Т а б л и ц а 105

Влияние глубины и давления на температуру превращения кварца (по Р. Гибсону)

Давление (ат)	Глубина (км)	Температура превращения (°C)
1	0	575
250	1	580,3
1250	5	601,6
2500	10	626,2
3000	12	644
5000	20	681,3
7500	30	734,5
9000	36	832

Таким образом, при использовании полиморфных превращений в качестве минералогических термометров всегда необходимо учитывать давление, а также особенности химического состава.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ

Установлению генетических особенностей отдельных минералов и их комплексов нередко способствует анализ *элементов-примесей*, присутствующих в минералах.

Исследования, произведенные в этом направлении, показали, что ассоциации элементов-примесей зависят от генетического типа минерального комплекса и минеральной провинции, в которую входит этот комплекс.

Эта зависимость четко проявляется, в частности, для сфалерита. По исследованиям М. И. Ициксона, максимальное содержание марганца и олова обнаружено в сфалеритах высоко-

температурных месторождений, индия и кадмия — в средне-температурных, а галлия и германия — в низкотемпературных. В сфалеритах Европейской провинции отмечается заметное количество таллия и мышьяка, а в сфалеритах провинции Миссисипи — галлия, кобальта и никеля.

Ф. И. Абрамов и А. К. Русанов установили ряды частоты нахождения и ряды падения концентрации германия, индия и галлия в сфалеритах различных генетических типов*.

Ряды частоты нахождения
 ряд германия $Kч > Mэ > Met > Э > Mз > K > Г$
 ряд индия $Kч = Г > Mз > Mэ = Met > Э > K$
 ряд галлия $Kч > Mэ > Met > Э > Mз > Г > K$

Ряды падения концентрации
 ряд германия $Kч > Met > Г = Mз > Э > Mэ > K = 0$
 ряд индия $Kч > Г > Mз > Met > Mэ = Э = K = 0$
 ряд галлия $Kч > Г > Met > Mз = Mэ > Э > K = 0$

При исследовании касситеритов из месторождений Тихоокеанского рудного пояса установлены, как отмечает М. И. Ициксон, в качестве почти постоянных и характерных примесей ванадий, вольфрам, свинец, галлий и индий, которыми касситериты Тихоокеанского пояса отличаются от касситеритов других оловорудных районов и месторождений. При этом ванадий и вольфрам являются характерными элементами касситеритов всех генетических типов, молибден приурочен главным образом к касситеритам пегматитовых и частично сульфидно-касситеритовых образований, индий в наиболее высоких концентрациях свойственен касситеритам сульфидно-касситеритовой формации, повышенное содержание ниобия, в особенности тантала, при отсутствии индия присуще касситериту пегматитового происхождения.

Изучение ассоциаций элементов-примесей в эндогенных, метаморфогенных и экзогенных комплексах может помочь в установлении источников сноса во время осадкообразования, а также в определении коренных минеральных месторождений, за счет которых образовались россыпи.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Изотопы стали применяться для решения генетических вопросов после того, как английские физики Г. Бриско и П. Робинсон в 1925 г. обнаружили колебание атомного веса бора

* Условные обозначения: $Kч$ — колчеданные залежи; $Mэ$ — мезоэпитеральные; Met — метасоматические; $Э$ — эпитеральные; $Mз$ — мезотермальные, $Г$ — гипотермальные, K — контактовые.

из минералов различных месторождений. Затем А. Хслмс предложил использовать колебание изотопного состава кальция при установлении происхождения горных пород (1932) и колебание изотопного состава свинца — для выяснения генезиса свинцовых руд (1937).

В настоящее время при помощи изотопов решаются многие геологические вопросы.

В нашей стране геологические исследования с помощью изотопов особенно широко развиваются в Академии наук СССР под руководством А. П. Виноградова.

Относительно способа изотопного разделения существуют различные точки зрения, но большинство исследователей считает, что в природе изотопное разделение происходит в результате химических, физико-химических и биохимических процессов, а также радиоактивного распада.

Вследствие преобладания одного или нескольких из этих процессов на отдельных этапах минералообразования происходит преимущественное обогащение минералов определенным изотопом. Так, сера, возникшая при бактериальном превращении сульфатов, имеет низкое содержание S^{34} , а сульфат морской воды, наоборот, богаче этим изотопом. Он также содержит больше S^{34} , чем гипс и ангидрит хемогенного происхождения, и т. д.

Наиболее значительные изменения в изотопном составе наблюдаются при экзогенных процессах и наименее заметны при метаморфогенных процессах.

В настоящее время известно более 1500 изотопов элементов, из них в природе встречено около 350. Для решения генетических вопросов большое значение приобрели изотопы водорода, гелия, бора, углерода, кислорода, кремния, серы, аргона, калия, кальция, стронция, свинца, урана. Процентные содержания отдельных изотопов этих элементов приведены в таблице 106.

Преобладание того или иного изотопа в конкретных образованиях дает основание относить их к определенному генетическому типу.

Так, отношение изотопов серы S^{32}/S^{34} в природных соединениях различного происхождения колеблется до 11,4% (рис. 264), а отношение изотопов углерода C^{12}/C^{13} (рис. 265) — до 10%.

На основании изотопного состава серы и углерода представилось возможным отнести месторождения Мексиканского залива (штаты Техас и Луизиана), Сицилии и Прикарпатья (рис. 266) к одному генетическому типу, возникшему в результате редукции ангидритов и гипсов бактериями в присутствии органического вещества.

Изотопы некоторых химических элементов
(неустойчивые в природе изотопы выделены)

Элемент	Изотопы в %				Отношения между изотопами
H	1 99,984	2 0,0156			$H^1/H^2 = 6409$
He	3 $1,3 \cdot 10^{-4}$	4 99,999			Большие колебания
B	10 18,98	11 81,02			$B^{11}/B^{10} = 4264$
C	12 98,892	13 1,108			$C^{13}/C^{12} = 88,7-90,2$
O	16 99,759	17 0,037	18 0,204	$O^{16}/O^{18} = 489,3;$ $O^{18}/O^{16} = 0,00204;$ $O^{16}/O^{17} = 2667;$ $O^{17}/O^{16} = 0,0004$	
Si	28 92,27	29 4,68	30 3,05	$Si^{28}/Si^{30} = 29,34-30,10$	
S	32 95,1	33 0,74	34 4,2	36 0,016	$S^{32}/S^{30} = 21,60-23,10$
Ar	36 0,337	38 0,063	40 99,600	$Ar^{40}/Ar^{36} = 295,5$	
K	39 93,08	40 0,0119	41 6,91	$K^{39}/K^{41} = 13,48-14,60$	
Ca	40 96,97	42 0,64	43 0,145	$Ca^{44}/Ca^{42} = 3,22-3,33$	
	44 2,06	46 0,0033	48 0,185		
Sr	84 0,56	86 9,86	87 7,02	88 82,56	$Sr^{87}/Sr^{86} = 0,0840-$ $-0,2629$
Pb	204 1,36	206 25,42	207 21,11	208 52,11	$Pb^{207}/Pb^{206} = 0,14-0,32$
U	234 0,0058	235 0,71	238 99,28	$U^{238}/U^{235} = 138,9$	

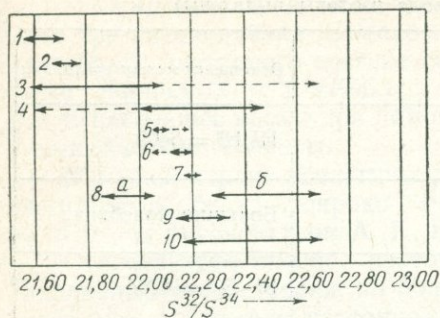


Рис. 264. Отношение S^{32}/S^{34} в различных природных образованиях.

1 — сульфат буровых вод; 2 — сульфат морской воды; 3 — гипс; 4 — пирит; 5— 9 сульфидных руд магматического образования; 6 — сульфид изверженных пород; 7 — 9 образцов троилита метеоритов; 8 — сера: а — вулканическая, б — органическая самородная; 9 — сера в органических соединениях; 10 — сернистая вода (H_2S)

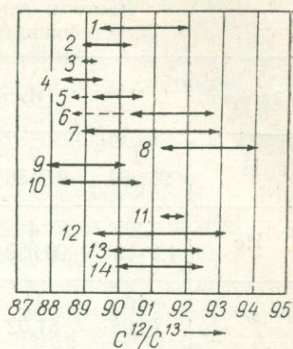


Рис. 265. Отношение C^{12}/C^{13} в различных природных образованиях.

1 — углерод метеоритов; 2 — углерод изверженных пород; 3 — алмаз; 4 — карбонаты; 5 — графит; 6 — докембрийские карбонатные образования; 7 — битуминозные осадки; 8 — нефть и газ; 9 — $CaCO_3$ и известняк; 10 — другие карбонаты; 11 — уголь; 12 — растительный углерод; 13 — животный углерод; 14 — атмосферная CO_2 .

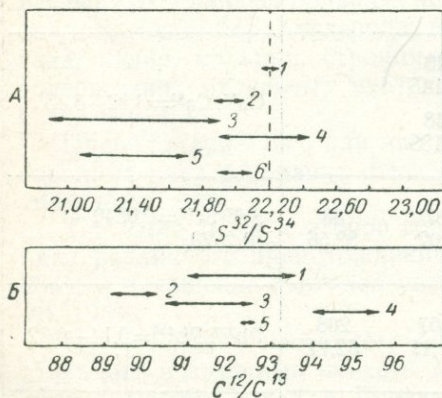


Рис. 266. Колебания изотопного состава S^{32}/S^{34} (А) и C^{12}/C^{13} (Б) в месторождениях серы (по А. П. Виноградову, В. А. Гриненко и В. И. Устинову).

А. 1 — сера метеоритов; 2 — самородная сера (Сицилия); 3 — сульфаты сероносного известняка (Техас, Луизиана); 4 — самородная сера (Техас, Луизиана); 5 — сульфаты сероносного известняка (Прикарпатье); 6 — самородная сера (Прикарпатье).

Б. 1 — сероносный известняк (Техас, Луизиана); 2 — карбонаты в основании сероносного горизонта (Сицилия); 3 — сероносный известняк (Сицилия); 4 — сероносный известняк (Прикарпатье); 5 — гипсо-карбонаты (Прикарпатье).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Ф. И. и Русанов А. К. Спектроскопические исследования цинковых обманок на германий, индий, кадмий и галлий. Тр. ВИМС, в. 141, 1939.
- Бетехтин А. Г., Болдырев А. К. и др. Курс минералогии. ОНТИ, 1936.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, 1960.
- Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 54, 1941.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Происхождение прикарпатских серных месторождений по изотопному составу S^{32}/S^{34} и C^{12}/C^{13} . «Геохимия», 1961, № 10.
- Выровлянский Г. В. Кварц из р. Пскем. ЗМО, № 2, 1938.
- Готман Я. Д. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений СССР. Тр. Ин-та геол. наук, в. 46, 1941.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
- Григорьев Ив. Ф. и Доломанова Е. И. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса. Тр. Мин. музея АН СССР, в. 3, 1951.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковск. ун-та, 1950.
- Иванов Н. А. Кварцы Памира. Госгеолиздат, 1940.
- Ингерсон И. Нерадиогенные изотопы в геологии. Сб. «Изотопы в геологии». ИЛ, 1954.
- Ицксон М. И. Спектральный анализ в минералогии, геологии и при поисках полезных ископаемых. Тр. ВСЕГЕИ, в. 2, 1950.
- Кокшаров Н. И. Об оливине Палласова Железа. Зап. мин. о-ва, вт. серия, ч. 6, 1871.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии, ч. I. Вид. Львівськ. ун-ту, 1958.
- Лазаренко Е. К. О блеклых рудах. Мин. сборн. Львовск. геол. о-ва, № 10, 1956.
- Озеров К. Н. О зависимости формы кристаллов корунда от химического состава среды. ДАН СССР, 1945.
- Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1956.
- Самойлов Я. В. Минералогия жильных месторождений Нагольного Кряжа. Мат. для геол. России, т. XXIII, 1908.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд. АН СССР, 1940.
- Шафрановский И. И. Цирконы Вишневых гор. ЗМО, № 1, 1933.
- Шкабара М. Н. Кальцит как геологический термометр. Записки Ин-та геол. при Харьковск. ун-те, т. VIII, 1940.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генетическая минералогия, как видно из изложенного выше, имеет важное значение для выяснения условий образования и распространения отдельных минералов и минеральных комплексов в земной коре.

При процессах минералообразования пространственное распределение минералов обуславливается свойствами, строением и размером ионов химических элементов, входящих в состав минералов.

Для каждого процесса устанавливается определенная последовательность концентрации отдельных комплексов химических элементов. Так, при эндогенных процессах первыми концентрируются Na, K, Mg, Ca, Al и Si, то есть главные элементы изверженных горных пород, за счет которых возникает основная масса породообразующих минералов. В природных условиях для них характерны ионы с 8-электронной внешней оболочкой. Элементы, которые содержатся в земной коре в незначительных количествах и имеют размеры ионов и свойства, близкие к свойствам главных элементов, рассеиваются в минералах в виде разнообразных изоморфных и эндокриптных примесей. Так, редкие земли рассеиваются в апатите, гафний — в цирконе, никель — в оливине, марганец — в фаялите и геденбергите и т. д.

Малораспространенные элементы, которые имеют очень малые или очень большие ионы в сравнении с главными элементами, попадают в остаточные растворы. Это Be, V, Cr, Rb, Cs, Nb, Ta, U и другие элементы. В соответствующих условиях они концентрируются в постмагматическую стадию, образуя минералы с летучими компонентами или минералы, обогащенные редкими элементами. Так возникают, например, турмалин, берилл, литиевые слюды, монацит, апатит.

В остаточные растворы также попадают ионы тех элементов, которые отличаются от главных своими химическими свойствами, хотя имеют близкие размеры ионов. Сюда относятся ионы с 18-электронной внешней оболочкой (Cu, Ag, Au,

Pb, Bi), а также частично Fe, Ni, Co. Они уносятся далеко за пределы магматических массивов, образуя гидротермальные месторождения.

Подобная дифференциация ионов с образованием разных ассоциаций минералов наблюдается также и при экзогенном минералос образовании.

Процессы минералообразования в земной коре происходят в сложной среде при сравнительно небольших колебаниях окислительно-восстановительных потенциалов, что ограничивает возможность возникновения ионов разных валентностей. Поэтому в природных условиях для многих элементов образуются не все ионы, которые можно получить в лаборатории. Ярким примером может служить марганец, для которого искусственно получают соединения с двух-, трех-, четырех-, шести- и семивалентными ионами, а также металлический марганец и разные интерметаллические соединения, тогда как в минералах марганец известен в двух-, трех- и четырехвалентном состоянии. Отсюда можно сделать вывод, что при минералообразовании количество соединений ионов значительно меньше теоретически возможного и получаемого в лаборатории.

Таким образом, в процессе минералообразования вследствие дифференциации ионов химических элементов возникают характерные их комплексы, которые обуславливают и определенные минеральные ассоциации. Возникают массивы горных пород (изверженных, осадочных и метаморфогенных), которые характеризуются простейшим минеральным составом, и связанные с ними генетически минеральные месторождения, имеющие усложненный химический и минеральный состав.

Для определенных генетических типов природных образований характерны разные количественные соотношения минералов. В эндогенных образованиях наименьшее количество минеральных видов наблюдается в изверженных горных породах (табл. 107). Значительно повышается оно в постмагматических, особенно гидротермальных месторождениях. Наиболее богаты минеральными видами продукты экзогенных процессов, происходящие в коре выветривания.

Соотношения между общим количеством минералов и их содержанием в земной коре (табл. 108) показывает, что классу силикатов, на долю которых приходится наибольшее количество (четвертая часть) всех минералов, отвечает и наибольшее содержание (75%) в земной коре; силикаты вместе с окислами (17%) составляют 92% всего веса земной коры.

Отдельные классы минералов принимают различное участие в формировании месторождений разных генетических

Распределение минералов по главным процессам минералообразования

Процессы	Этапы	Количество минералов, образующихся исключительно или почти исключительно при данном процессе	Минералы, образующиеся преимущественно при данном процессе	
			количество	в % к общему количеству минералов
Эндогенные	Собственно магматический	11	108	8,0
	Пегматитовый	5	145	10,0
	Постмагматический	4	405	28,0
Экзогенные	Осадочный	10	83	5,0
	Выветривания	19	556	40,0
Метаморфогенные	Метаморфогенизованный и метаморфогенный	8	141	9,0

типов (табл. 109). Так, сульфиды и подобные им минералы, а также фториды и самородные металлы связаны в основном с постмагматическими месторождениями, бораты — с осадочными месторождениями, фосфаты, карбонаты, хроматы и нитраты — с месторождениями, возникающими в условиях выветривания.

Количественный минеральный состав разных геологических образований различен и изменяется в связи со сменой термодинамических условий. Наименьшее количество минеральных видов — в геологических телах, возникших в условиях высоких температур и высокого давления, наибольшее — в геологических телах, образовавшихся в условиях низких температур и низкого давления.

Изучение условий, закономерностей и процессов минералообразования имеет большое практическое значение.

Генезис минеральных индивидов часто определяет их особенности и свойства, на которых основано использование минералов в промышленности. Так, применение слюды основано на ее электроизоляционных свойствах, кальцита и флюорита — на оптических, кварца — на оптических и пьезоэлектрических свойствах и на проницаемости для ультрафиолетовых лучей, графита — на скользкости (в смазочном деле — для смазки подшипников и других трущихся частей машин), асбеста — на огнестойкости и на необычной для минералов прядильной способности и т. д. Общеизвестно ис-

Соотношение между отдельными классами минералов и их содержанием в земной коре

Классы	Минералы		Содержание в земной коре (в вес. %)
	количество	в % к общему количеству	
Самородных металлов, углерода и металлоидов	50	3,30	0,10
Сульфидов, персульфидов и их аналогов, сульфоселей	195	13,00	1,15
Оксидов и гидрооксидов	187	12,50	17,00
Силикатов	375	25,00	75,00
Сульфатов	135	9,00	0,50
Фосфатов и их аналогов	266	17,70	0,70
Карбонатов	67	4,50	1,70
Фторидов, хлоридов, бромидов и иодидов	86	5,70	0,50
Боратов	42	2,80	3,35
Вольфрамов и молибдатов	14	1,00	
Хроматов	5	0,30	
Нитратов	8	0,50	
Органических соединений	70	4,70	
Всего . .	1500	100,00	100,00

пользование минеральных индивидов в качестве драгоценных и цветных камней.

Свойства минеральных индивидов и возможность их использования в промышленности часто определяются еще в момент их зарождения и роста. Так, в оптической и пьезоэлектрической промышленности применяются только прозрачные кристаллы кварца, турмалина, флюорита, кальцита и других минералов. Применение же асбеста в той или иной отрасли промышленности определяется длиной его волокна (например, при изготовлении асбестовых тканей используется волокно асбеста длиннее 8 мм). При изучении рудных

Участие отдельных классов минералов в процессах минералообразования
(в % к общему количеству минералов данного класса)

Классы	Процессы минералообразования					
	эндогенные			экзогенные		метаморфогенные
	магматические	пегматитовые	постмагматические	осадочные	выветривания	
Самородных металлов, углерода и металлоидов	22	—	44	2	24	8
Сульфидов, персульфидов и их аналогов, сульфосолей	5	—	89	1	5	—
Оксидов и гидрооксидов	6	22	20	2	36	14
Силикатов	21	16	25	1	10	27
Сульфатов	—	—	8	20	72	—
Фосфатов и их аналогов	2	12	10	1	71	4
Карбонатов	—	12	21	22	44	1
Фторидов, хлоридов, бромидов и иодидов	2	10	41	12	35	—
Боратов	—	12	12	48	23	5
Вольфраматов и молибдатов	—	—	43	—	57	—
Хроматов	—	—	—	—	100	—
Нитратов	—	—	—	—	100	—
Органических соединений	—	—	9	—	91	—

минералов и их сростаний знание генезиса индивидов позволяет легче решать вопросы происхождения рудных месторождений.

В индивидах рудных минералов (отдельных зернах) различают их внутреннее строение (зональность, двойники, дефектное и мозаичное строение, включения) и внешние особенности (форма зерен, их размер, сростания и тип выполнения пространства). Характер сростания нескольких минералов может быть первично ориентированным или ориентированным в результате нарастания, в виде эмульсиевидных форм, структур взаимного проникновения, мирмекитовых сростаний и др. Взаимосоотношения между минеральными инди-

видами (зернами) получили свое выражение в учении о структурах и текстурах руд.

Генезисом минеральных индивидов в основном определяется генезис минеральных видов.

Таким образом, генетическая минералогия, изучая образование и происхождение минералов и минеральных комплексов, приобрела в настоящее время важное теоретическое и практическое значение.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 168
 Авгит базальтический 168
 Агрегаты гроздьевидные 38
 — натечные 38
 — параллельно-волокнистые 38
 — параллельно-шестоватые 37, 38
 — почковидные 38
 — «стеклянная голова» 38
 Аквамарин 370
 Актинолит 229
 Александрит 230, 231
 Алмаз 95, 321
 Алунит 52, 292
 Альбит 192—195, 238
 Амазонит 209
 Амфибол 193, 196
 Амфиболит 343
 Амфиболитизация 191
 Анальцит 240
 Андезит 188, 190
 Анортозит 166, 169, 171, 175
 Антимонит 149, 150, 288, 289
 Антипертит 192
 Антофиллит 275
 Антофиллит-асбест 275
 Апатит 174, 191, 201, 374
 — зернистый (короткостолбчатый) 201
 — редкоземельный 243
 — сахаровидный (пластинчатый) 201
 Аплит 112, 205
 Арагонит 44
 Аргиллитизация 299, 300
 Арфведсонит 193
 Ассимиляция 110
 Ассоциация 97, 99, 101, 156, 157,
 — парагенетическая 100, 156
 Астраханит 25
 Аутигенный минерал 134
 — — диагенетический (сингенетический) 135
 — — эпигенетический 135
- Ашарит 330, 331
 Базальт 166—168
 Барит 292, 313
 Баркевикит 193
 Барр 136
 Бемит 325, 338, 339
 Березит 297, 298
 Березитизация 297
 Берилл 95, 216, 217, 221, 222, 224,
 232, 252, 370, 372
 — «фаршированный» 224, 370
 «Берилловые солнца» 370
 Бертьерит 148, 149
 Бетафит 213
 Биотит 160, 196, 205, 206, 211
 Блеклые руды 365
 Боксит 325, 338
 Боксит осадочный 325
 — вулканогенно-осадочные 327
 — осадочные 327
 — первичные 327, 330
 Бораты 327, 330
 Борацит 331
 Борнит 174, 184, 185
 Боронатрокальцит 330, 331
 Браннерит 89
 Бреггерит 214
 Браунит 85, 305
 Брукит 23
 Брусит 131
 Бура 327
 Бурый железняк 30
- Ваэсит 148
 Включения вторичные 381
 — газовые и жидкие 377, 378
 — первичные 381
 — твердые 377
 Волластонит 131, 386
 Вольфрамит 263—265, 267, 323
 Воробьевит 217, 224, 370
 Вплавление 110

- Вполне подвижные компоненты 146
 Вторичные кварциты 123, 296
 Вторичные минералы урана и тория 94
 Выветривание 125
 — биологическое 125
 — современное 125
 — физическое 125
 — химическое 125
 Вэк 53, 54
 Габбро 166, 171, 176
 Гадолинит 216, 218
 Гакманит 239
 Галенит 257, 259, 265, 266
 Галит 94
 Гастингсит 193
 Гаусманит 305
 Геденбергит 257
 Гелиодор 252, 370
 Гельвин 255
 Гематит 353
 Геофаза 111
 Геохимическая классификация химических элементов 98
 Герценит 160
 Гетит 131
 Гиббсит 131, 132, 339
 Гидроборацит 307, 330
 Гидролиз 127, 131, 138
 Гидроокислы железа 309
 Гидрослюды 129
 Гидротермальные минералы низкотемпературные 287
 Гидротермальные образования 121
 — — гипотермальные 121
 — — мезотермальные 121
 — — эпитеpmальные 121
 Гипс 25
 Гипсовая шляпа 331
 Глауконит 376
 Глина 325
 — галлуазитовая 325
 — гидрослюдистая 325
 — каолинитовая 325
 — монтмориллонитовая 325
 — пиррофиллитовая 325
 Глубинный процесс 103
 Гомогенизация 382
 «Горная влага» 154
 Горнблендит 158, 160, 171
 Гранат 350, 370
 Гранит 203—206
 Гранитовый порфир 203, 205
 Гранодиорит 203
 Гранодиоритовый порфир 203
 Гранулит 343
 Графит 203, 250
 Графические вrostки 178
 Графические прорастания 267
 Грейзен 292, 293, 295
 Грейзенизация 292, 293
 Грорудит 197
 Группа благородных газов 97
 Группа главных элементов горных пород 97
 Группа минерализаторов, или элементов магматических эмaнаций 97
 Группа молибдена и вольфрама 99
 Группа полуметаллов и тяжелых минерализаторов 99
 Группа радиоактивных элементов 99
 Группа редких металлов 97
 Группа типичных металлогенных элементов сульфидных месторождений 99
 Группа тяжелых галоидов 99
 Группа эвдиалита—эвколита 241, 242
 Гудмундит 149
 Дациит 203
 Дацитовый порфир 203
 Двойник бразильский 209
 Двойник дофинейский 209
 Двойник японский 209
 Двойные соли 52, 53
 Декализация 117
 Дендриты 34, 35
 Десилификация 117, 120, 232, 233
 Диабаз 166
 Диагенез 134
 Диаглаг 167
 Диаспор 339
 Диафторез (регрессивный метаморфизм) 141, 350
 Диафторит 141
 Диопсид 163, 190, 191, 193, 196
 Диорит 188
 Дифференциация магмы 104, 110
 — механическая 133, 134
 — химическая 134
 Диффузия 151
 Дихроизм 231
 Долерит 166, 168, 169
 Доломит 52, 332
 Доломит пластовый 332
 Доломит пятнистый 332
 Делоренцит 89
 Драгоценные камни 224
 Друзы (щетки) 35
 Друзы нарастания 36, 37
 Друзы перекристаллизации 36, 37

Дунит 158
«Еврейский камень» 113, 208
«Елчатость» 213

Жилы альпийского типа 142
Жильбертит 360

Закон Бекке 22
Закон геометрического отбора 17,
33, 36, 38

Закон Гримма—Гольдшмидта 75

Закон равновесия 145

Закон Ферсмана 208

Замещение 41—43, 122

Занорыш 111, 215, 225

Зародыш (зародышевый кристалл) 17

Зарождение 17, 18, 32

Зарождение вынужденное 17

Зарождение многократное 18

Зарождение одновременное 18

Зарождение самопроизвольное 17

Золото 260, 262, 271, 289, 316—318

Золото «в рубашке» 317

Золото первичное (зеленое) 290

Зона блоковая 234

Зона вторичного сульфидного обогащения 313, 315

Зона выщелачивания 331

Зона замещения 234, 236

Зона застойных вод 126, 307, 313

Зона истечения 126, 307, 313

Зона контактовых изменений 140

Зона окисления 30, 307—310

Зона просачивания 126, 307

Зональность 19, 168, 190

Зональность коры выветривания 128

Зональность пегматитов 234

Зональное строение 241, 244, 262

Зональный кристалл 19, 108

Идиобласты 139

Изменение минералов 25

Изменения экзоконтактные 140

Изменения эндоконтактные 140

Изогонизм 70

Изоформизм 71

Изоморфизм 12, 70—85

Изоморфизм гетеровалентный 72,
74, 81

Изоморфизм изовалентный 72, 76

Изоморфизм компенсационный 75

Изоморфизм направленный (полярный) 75, 83

Изоморфизм несовершенный 71, 75

Изоморфизм ограниченный 72

Изоморфизм особого рода 72

Изоморфизм совершенный 71, 75

Изоморфный ряд непрерывный 71

Изоморфные смеси 107

Изоморфные смеси несовершенные 108

Изоморфные смеси совершенные 107

Изоморфный ряд с разрывом 108

Изотопы 47

Изотопы тяжелые 47

Изумруд 229, 230, 370

Ильменит 164, 165, 171, 173—175

Ильменит-нелсонит 176

Индукционная грань 32, 33

Индукционная грань индуцируемая 33

Индукционная грань индуцирующая 33

Индукционное ребро 33

Иниит 327, 331

Инконгруэнтная точка плавления 109

Иолит-уртит 201

Ионная структура 62

Искаженный облик кристаллов 24

Исландский шпат 291

Ихтиоглипт 113, 208

Каинит 52

Кайма кварцевая 142

Кайма опацитовая 190

Кайма реакционная 43, 162, 169

Кака 323

Калиборит 330

Кальцит 51, 52, 374—376

Каолинит 129, 131, 132, 306

Карбонатизация (доломитизация) 299

Карнит 312

Касситерит 224, 261—262, 267,
280—282, 323, 361, 387

Катаклаз 40

Кварц 18, 28, 29, 36, 129, 133, 205,
206, 209, 211, 213, 214, 281, 324,
362, 372, 373, 386

Кварцевый диорит 203

К-захват 88

Кератофир 194

Кернит 327, 329

Кимберлит 158, 161—165

Киноварь 288

Клевеит (нивенит) 214

Клевеландит 114, 217

Кнопит 277

Колеманит 327—329

Колумбит 214, 323

Комплексы метаморфогенизированные 141

- Комплексы метаморфогенные 141
 Компликационные формы 27
 Компоненты-примеси 147
 — — виртуальные 147
 — — избыточные 147
 — — инертные 147, 151
 — — насыщающие 147
 — — ненасыщающие 147
 — — подвижные 151
 Конгруэнтная точка плавления 109
 Коннода 101
 Контактный ореол 140
 Конус растворения 27, 28
 Концентрационные потоки 24
 Координационное число 58, 87
 Кора выветривания 125, 128, 300
 — — гидрослюдистая 128, 129
 — — глубокого профиля 125
 — — древняя 125
 — — каолиновая 128, 129
 — — карбонатная 128
 — — красноземная (галлуазитовая) 129
 — — латеритная 129
 — — линейная 125
 — — монтмориллонитовая 128, 129
 — — обломочная 129
 — — охристая (нонтронитовая) 128, 131
 — — площадная 125
 Корунд 194, 233, 366, 367
 Корундовые плагиоклазиты 232
 Коэффициент диффузии 152
 — фильтрации 154, 155
 Криптопертит 194
 Кристаллизационная сила 24, 124
 — среда 17
 Кристаллизация 16, 105, 106—110
 — собирательная 41
 Кристаллообласты 139
 Ксенообласты 139
 Курскит 341, 374
 Кыштымит 233

 Лабильное поле 106
 Лампрофиллит 242, 243
 Латераль-секреционные образования 142
 Латерит 302
 Латеритизация 302
 Латеритный профиль 302
 Лейцит 195
 Лейцитифир 197
 Лепидолит 217, 220
 Ликвация 110

 Лимонит 310
 Липарит (риолит) 203, 205
 Лиственит 298
 Лиственитизация 298
 Лопарит 201—203
 Луяврит 234

 Магма 103, 104, 158
 — кислая 111, 158, 203
 — основная 111, 158, 166
 — средняя 111, 158, 188
 — ультраосновная 111, 158
 Магнезит 277
 Магнетит 160, 181, 253, 254, 269, 274, 297, 352
 — волокнистый 274
 Манганоильменит 244, 245
 Магномagnetит 269
 Мариуполит 194, 199
 Мартит 353
 Мартитизация 173
 Марундит 233
 Медь самородная 290
 Мезодиалит 241
 Месторождение 358
 Месторождения гидротермальные 259
 — среднетемпературные 270
 — гистеромагматические 170, 185
 — жильные 104
 — инфильтрационные 132
 — осадочные биохимические 138
 — осадочные механические 135
 — осадочные химические 136—138
 — остаточные 132
 — пневматолитовые графитовые 250
 — сегрегационные 170
 — соляные 326
 — ископаемые 326
 — современные 326
 — сурьмяные 148
 — талька 275
 — типа Седбери 185
 — уральского типа 185, 186
 — фузивные 175
 Метаколлоид 41
 Метаколлоидное образование 282
 Металопарит 203
 Метамиктное состояние 95
 Метамиктные изменения 94
 Метамиктный минерал 95, 96
 Метамиктный распад 94, 95, 96
 Метаморфизм контактовый 140, 141
 — региональный 140, 141
 — регрессивный (диафторез) 141

- Метасоматоз 13, 14, 122
 Метасоматическое замещение 122, 123
 (— изменение 122
 — диффузионный 123
 — инфильтрационный 123
 — околотрещинный 124, 153
 — реакционный 119
 Метастабильное поле 106
 Миарола 215
 Миаскит 197
 Микроклин 192, 194, 204, 209, 237
 Микроклин-микропертит 194
 Микроклин-пертит 194
 Микропертит 192
 Миллерит 148
 Минерализаторы 118
 Минералогические отвесы и уровни 382
 Минералогические термометры 385
 Минералы вулканов 248
 — диагенетические (сингенетические) 135
 — платины 188, 319, 320
 — пневматолитовых образований 246
 — скарнов 252
 Минералы-узники 377
 Минералы-хозяева 377
 — эпигенетические 353
 Минеральный агрегат 16
 — вид 46, 99
 — индивид 16
 Минеральные тела 358
 Мирмекит 205
 Молибденит 265, 280
 Монацит 321, 322
 Монтмориллонит 129, 132
 Монзонит 193
 Морнион 226
 Морфотропия 72, 85
 Мотив 62
 — из октаэдров 62
 — из тетраэдров 62
 — корундовый 67
 Мурманит 242
 Мурчисонитовая отдельность 194
 Мусковит 210—213
 — вторичный 213
 — «елочный» 212, 213
 — первичный 213
 — экзоконтактный 213
 Мушкетовит 254

 Настуран 284
 Натролит 239, 240
 Невьянскит 187
 Нельсонит 175

 Неоминерализация 140
 Нептунистическое направление 10
 Нефелин 195—198, 236, 237
 Нефелиново-сиенитовый порфир 197
 Нефелиновый сиенит 194, 197, 198
 Ниобо-танталит 214, 215
 Нодуль 170
 Нонтронит 302—304

 Оболочка келифитовая 162
 Озерно-болотные отложения 138
 — — руды 138
 Окварцевание 296
 Окислительно-восстановительный потенциал 127
 Оливин 158, 161, 174, 367, 370
 Оливинит 176
 Онтогеня минералов 16
 Оолит 334
 Оолитовое строение 334, 337
 Ореол рассеяния 154
 Ортит 194
 Ортоклаз 192, 194, 196, 204, 209, 244
 Ортоклазизация 300
 Ортофир 194
 Относительная скорость роста 20, 21
 Отрицательный кристалл 377

 Пандермит 327
 Параген 100
 Парагенезис запрещенный 97, 99, 101, 102, 147, 150
 Парагенезис минералов 12, 13, 97, 99, 100
 Парагенетическая ассоциация 100, 151, 156
 — диаграмма 101, 147
 — закономерность 101
 Парагенетические взаимоотношения 100
 Парагенетический анализ 101, 147, 148
 Парагенетический ряд 100
 Пегматит 104, 111, 116
 — альбитовый 217
 — биотит-микроклиновый 216
 — блоковый 113, 215, 216
 — боро-фтористый 111
 — гранитный 111, 206, 209, 210
 — графический и равномерно-зернистый 113
 — десилифицированный 117, 226—228, 232
 — замещенный 217
 — лепидолит-альбитовый 217, 218

- Пегматит линии скрещивания 116, 117, 226, 229
 — марганцово-фосфатный 111
 — миаролоносный шлировый 215, 216
 — мусковит-альбитовый 217
 — мусковит-микроклиновый 216
 — натро-литиевый 111
 — обычный 111
 — полидифференцированный 114, 215, 216
 — редкометаллозамещенный 114
 — силифицированный 117
 — сподумен-альбитовый 217, 218
 — с редкими элементами 111
 — сульфидный 111
 — фторо-алюминиевый 111
 — фторо-бериллиевый 111
 — фторо-карбонатный 111
 — чистой линии 116, 206, 207
 — щелочной 111, 234, 235, 243
 — — линии скрещивания 243, 244
 — — чистой линии 234
 Пентландит 148, 178, 180
 Первичные минералы урана и тория 94
 Перекристаллизация 39—41, 44, 140
 — собирательная 41, 139
 Перидотит 158, 176
 — щелочной 160
 Период полураспада 88, 89
 Перовскит 72, 277
 Пертит 205, 209
 Пертитовые прорастания 84, 205
 Пески 135
 Пиджонит 168
 Пикрит 158
 Пирамиды роста 21—23
 Пирит 30, 149—151, 175
 Пироксен 174, 190, 193, 196
 — диаллаговый 193
 Пироксенит 158—160, 171, 176
 — щелочной 160
 Пироп 162, 163
 Пирохлор 95, 246
 Пиротин 148—151, 177—178, 180, 181
 Письменные прорастания 208, 209
 Письменный гранит 208, 224
 Плагιοгранит 203
 Плагиоклаз 71, 166, 167, 169, 174, 190, 204, 227, 228, 233
 Плагиоклазит 117
 — корундовый 232, 233
 Пласт 135
 Платина россыпная 320
 Платина самородная 320
 Плеохроичные ореолы 95
 Плотики ложный 135
 Плотность метамиктных минералов 95
 Плутонистическое направление 10
 Плюмазит 233
 Пломбоярозит 340
 Пневматолитовые образования 246
 Подвижность компонентов 152
 Подвижность дифференциальная 153
 Подвижность относительная 153
 Поверхность соприкосновения (срастания) 32
 Поверхностная энергия 25
 Полевой шпат 95, 129, 131, 192, 194, 195, 209, 210, 373
 — — калиевый 192, 195, 204, 209, 210, 373
 Полидимит 148
 Полиморфизм 12, 85, 87
 Полиморфные модификации 86
 — — монотропные 86, 87
 — — энантиотропные 86
 Полиморфные превращения 44, 85
 Полупроницаемые перегородки 153
 Поляризация 58, 59
 Породы кислые 203, 204
 — основные 166
 — среднего состава 188
 — — — нормального ряда 188
 — — — щелочного ряда 194
 — щелочные 197
 Порфиروبласты 140
 Постериорные минералы 183
 Потенциал ионизации 50
 Почва (плотик) 135
 Правило Линдгрена 124
 — Розенбуша 105
 — фаз 146, 151
 Прерозонные грани 26
 «Присыпки» 383
 Пропилитизация 300
 «Просечка» 274
 Простые вещества (самородные элементы) 50
 Прохлорит 228
 Процесс минералообразования 103
 — — биогенный 134
 — — гидротермальный 118, 120
 — — контактово-метасоматический 119
 — — космогенный 103, 143, 156
 — — метаморфогенный 103, 139, 140, 141, 156
 — — осадочный 132
 — — пегматитовый 111

- Процесс минералообразования пневматолитовый 118
 — — постмагматический 118
 — — скарновый 119
 — — экзогенный 103, 125, 156
 — — эндогенный 103, 156
- Псевдоволластонит 386
 Псевдогрань 33
 Псевдолейцит 195, 196
 Псевдоморфоза 30
 Псевдоморфозы вытеснения 30
 — замещения 124, 296, 341
 — заполнения 30, 341
 — превращения 30
- Псевдоребро 33
 Пустота октаэдрическая 61
 — тетраэдрическая 61
- Равновесие** 146
Радиоактивное влияние 95
 — излучение 95
Радиоактивность 88
Радиоактивные элементы 88, 89, 96
Радиоактивный минерал 95
Радиоактивный распад 88
Радиус ионный 54, 57
 — истинный 54
 — эффективный 54
- Рамзаит** 242
Рансьерит 305
Рапакиви 205
Распад твердых растворов 84
Растворение кристаллов 25
Растворы гидротермальные 117
 — постмагматические 117, 118
- Реакционная зона** 119
Реакционная схема Боуэна 105
Регенерация (залечивание) 28, 29
Регенерированная грань 29
Реликт 30, 100, 140
Риолитовый порфир 203
Роговая обманка 158, 160, 190, 191, 193
 — — базальтическая 193
- Роговик** 345
Роскоэлит 312
Россыпь 135, 316
 — аллювиальная 135, 316, 319, 320
 — — русловая 135
 — — долинная 135
 — — террасовая 135
 — алмазоносная 321
 — золотоносная 318
 — монацитовая 321, 322
 — платиноносная 319
- Рост кристаллов** 19
- Ростерит** 217, 224, 370
Рутил-нелсонит 176
Ряд Шурмана 314
Ряды гетеровалентного изоморфизма 74
Ряды изовалентного изоморфизма 73
- Самарскит** 214, 215
«Самоочистка» платины 85
Самородок 316
Секториальное строение кристаллов 19, 22
Селитра 332
Сельсбергит 197
Сера вулканическая 250
Сера расплавленная 249
Сера реакционная 249
Сера самородная 246—249, 342, 388
Сера сублимационная 249
Серицит 297, 298
Серицитизация 297, 298
Серпентин 275
Серпентин антигоритовый 275
Серпентин никелистый 276
Серпентин хризотилловый 275
Серпентинизация 274, 275, 299
Серпофит 274
Сидерит 312
Сидерофиллит 252
Сиенит 192—194, 234
 — лейцитовый 194, 195
 — нефелиновый 194, 195
 — щелочной 194
- Силикофосфат** 235
Система альбит—анортит 107
 — альбит—фаялит 107
 — антимонит—пирит (с бертьеритом) 149
 — диопсид—альбит—анортит 109, 110
 — пирротин—пентландит 148
 — физико-химическая 145
 — — гетерогенная 145, 151
 — — гомогенная 145, 151
 — форстерит—кремнезем 109
- Скарн** 119, 246, 252, 253
 — геденбергитово-сульфидный 257
 — простой 253
 — сложный 253
- Скелетные формы** 24
Скорость роста 19, 20
Смешанные кристаллы 70
Собственно пневматолиты 246, 250
Содалит 239
Содовые минералы 331

- Сольфатары 246
 Соссурит 167
 Спин 48
 Сподумен 217—220
 Стадиальное образование минералов 132
 Стадийность выветривания 128, 132
 Стадия пегматитовая 104, 111
 Стадия постмагматическая 104, 117
 Стадия собственно магматическая 104
 Станнин 44
 Стеатит 276
 Стекло 106
 Степень идиоморфизма 100, 206
 Степень свободы 146, 147
 Степень метамиктизации 96
 Стресс 40
 Строение секториальное 241
 Структура блоковая 113
 — взаимных границ 279
 — графическая (письменная) 113, 208
 — дефектная 68
 — распада твердых растворов 84
 — сидеронитовая 160, 175, 184
 Структура типа брусита—пирохроита 65
 — — галита—периклаза—галенита 62, 63
 — — гетита—диаспора 66
 — — никелина—троилита 62, 63
 — — рутила—касситерита—марказита 66
 — — сфалерита и вюртцита 63
 Субстрат 17, 35, 36
 Сульфаты 313, 314
 Сульфиды 314, 315
 Сульфиды вторичные 315
 Сульфидные месторождения меди и железа 150
 Сульфидные месторождения никеля 148
 Сфалерит 44, 85, 87, 257, 259, 265, 266, 361, 363, 386, 387
 Сфен 194
 Сферолит 38, 39, 194, 269
 Сферолитовая руда 269
 Сысертскит 187

 Тальк 229, 276
 Тальк никелистый 276
 Танталит 214, 323
 Твердые растворы 70
 Теория барров 136
 Термолюминесценция 95

 Терригенный (аллотигенный) минерал 134
 Тингуаит 197
 Тип выветривания аллитный 128
 — — каолинитовый 128
 Типоморфный минерал 360
 Типоморфный признак 192, 358, 360—363, 372
 Титаномагнетит 171—174
 Топаз 225, 226, 251, 252
 Торит 95, 96
 Торфы 135
 Трахит 194
 Трахитовый порфир 194

 Узел 69
 Упаковка гексагональная 60, 62
 Упаковка кубическая 60, 62
 Уралит 160, 167
 Уралит волокнистый 191
 Уралитизация 167
 Уранинит 214
 Урановая смолка 284, 285
 Усингит 239

 Фаза 145, 151, 152
 Фация 343
 Фенакит 231, 232
 Фенокристалл 167
 Ферберит 267
 Фигуры растворения 26
 — — на кристаллах алмаза 26
 — — — кварца 26, 27
 — — — топаза 26, 27
 Фигуры травления 28
 Фильтрационный эффект 153
 Флогопит 163, 164, 228
 Флюорит 94, 95, 227, 228, 277
 — кокардовый 278
 Фойяит 234
 Фонолит 197
 Формация алмаза и пироба 165
 — алмазоносных россыпей 320
 — алунитовая 291
 — антимонит-киноварная 288
 — антимонит-киноварь-реальгар-шеелитовая 289
 — асбеста 165
 — баритовая 292, 313
 — бокситов 197, 338
 — борнит-халькопиритовая 183, 287
 — бурых железняков 165
 — вторичного сульфидного обогащения 313
 — галенит-сфалерит-аргентитовая 265
 — галогенная 136, 325

- Формация галенит-сфалеритовая 241
- гематит - ильменитовая, ильменитовая и рутиловая 175
 - гидроокислов, карбонатов и силикатов железа 332
 - гипсовой шляпы 306
 - глин 305, 324
 - графита 203, 250, 354
 - железной шляпы 307
 - золото-кварцевая и золото-арсенопиритовая 260
 - золото-серебряная 289
 - золото-сульфидная 271
 - изумрудная 229
 - ильменит-рутиловая россыпная 323
 - исландского шпата 291
 - карнотит-роскоэлитовая 312
 - касситерит - вольфрамит-висмутинная 267
 - кварц-вольфрамит - молибденитовая 263
 - кварцевых песков 324
 - кварц-касситеритовая 262
 - кианитовая 354
 - колчеданная 283
 - корунда 232
 - латеритная 302
 - лопарита 201
 - магнетит-гематитовая 269
 - магнетитовая 165, 253
 - медно-цеолитовая 290
 - метаморфогенизированных железных руд 351
 - марганцевых руд 353
 - золотоносных конгломератов 383
 - минералов платиновой группы 165, 185
 - минералов циркония, титана, ниобия, редких земель и тория 240
 - минеральная 157
 - монацитовых россыпей 321
 - наждака 354
 - нефелина, циркона и апатита 197
 - окислов и гидроокислов марганца 305
 - осадочных ванадатов 342
 - осадочных сульфидов и карбонатов свинца, цинка и меди 339
 - патронитовая 312
 - переотложенных бокситов 325
 - переотложенных фосфоритов 325

- Формация перовскита 165, 277
- пирролюзит-псиломелан - манганитовая и родохрозит-мангано-кальцитовая 336
 - пирротин-пентландит-халькопиритовая 165, 176
 - полевого шпата, мусковита и урано-редкоземельных минералов 210
 - редкоземельных минералов 215
 - россыпного золота 315
 - россыпного касситерита, вольфрамита и шеелита 323
 - россыпной платины и минералов ее группы 318
 - россыпных танталита и колумбита 323
 - россыпного циркона 322
 - самородного железа 188
 - самородной серы 341
 - сидеритовая 271
 - силикатов никеля 165, 302
 - скарновая 253
 - скарновая галенит-сфалеритовая 257, 291
 - смальтин - хлоантит-аргентитовая 285
 - сульфидно - касситеритовая 280
 - сферосидеритовая 312
 - талька 165
 - титаномагнетита и магнетита 165, 171
 - топаз-берилловая 251, 252
 - урановых минералов 284
 - флогопит-диопсид - апатитовая 251
 - флюоритовая 277
 - фосфоритовая 313, 341
 - франклинит - цинкит-родонитовая 259
 - халькопирит-касситерит-турмалиновая 267
 - халькопиритовая 256
 - халькопиритовая, халькопирит-молибденитовая и молибденитовая 278
 - хризотил-тальк-магнетит-асбестовая 271
 - хромшпинелидов 165, 169
 - циркон-пирохлоровая 245
 - шеелитовая 256
 - щелочных пород 197
- Форстерит 158
- Фосфорит 341
- вторичный 325
 - первичный 325

- Фторapatит 200, 243
Фумаролы сернистые (сульфаты) 246
— углекислые (мофетты) 247
- Халькозин 185
Халькопирит 175, 180, 184, 185, 256, 257, 279, 284
Хлорит 228
Хлоритизация 298
Хризоберилл 365
Хризотил-асбест 273
Хромит 165
Хромшпинелидовые руды 170
Хромшпинелиды 169, 171, 185
Хрустальный погреб 143
- Цветные камни 224
Центральная дистанция 22
Цинковая обманка 30
Циркон 95, 96, 191, 192, 198, 199, 245, 363
Цирфесит 242
- Шеелит 256, 323
Шлих 318
Шпреуштейнизация 195
- Эвдиалит 241
Эвколит 241
Эвтектика 106, 109
Эвтектическая смесь 107
— точка 106
Эгирин 193, 196, 237, 238, 245
Эгирин-авгит 193, 196
Эк 53
Экзоскарн 120
Эклогит 343, 350, 351
Эксталяция 118, 246, 247
Электроотрицательность 96
Элементы группы железа 97
Элементы группы платины 99
Элементы-примеси 75, 386
Элеолит 195
Эндоскарн 120
Энергия кристаллической решетки 53, 54
Эпсомит 25
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Краткий очерк развития генетической минералогии	9
Раздел I. Генезис минеральных индивидов и минеральных агрегатов	16
Зарождение, рост и изменение минеральных индивидов	16
Рост кристаллов	19
Изменение минералов	25
Зарождение, рост и изменение минеральных агрегатов	32
Литература	44
Раздел II. Генезис минеральных видов и их совокупностей	46
Типы структур	69
Изоморфизм	70
Полиморфизм	85
Радиоактивность	88
Метамиктное состояние	95
Парагенезис минералов	97
Литература	102
Раздел III. Процессы минералообразования	103
Эндогенные процессы минералообразования	103
Собственно магматическая стадия	104
Пегматитовая стадия	111
Постмагматическая стадия	117
Экзогенные процессы минералообразования	125
Процессы выветривания	125
Осадочные процессы	132
Метаморфогенные процессы минералообразования	139
Космогенные процессы минералообразования	143
Литература	144
Раздел IV. Некоторые физико-химические особенности генезиса минералов	145
Применение правила фаз к процессам минералообразования	145
Роль диффузии в минералообразовании	151

Роль фильтрационного эффекта в минералообразовании	153
Л и т е р а т у р а	155

Раздел V. Естественные ассоциации минералов	156
Тип эндогенных минеральных ассоциаций	157
Подтип минеральных ассоциаций собственно магматических образований	157
Класс минеральных ассоциаций ультраосновных пород	158
Класс минеральных ассоциаций основных пород	166
Минеральные формации ультраосновных и основных пород	169
Класс минералов средних пород	188
Подкласс минералов средних пород нормального ряда	188
Подкласс минералов средних пород щелочного ряда	194
Минеральные формации щелочных пород	197
Класс минералов кислых пород	203
Класс минералов гранитных пегматитов	206
Подкласс минералов пегматитов чистой линии	206
Подкласс минералов пегматитов линии скрещивания	226
Класс минералов щелочных пегматитов	234
Подкласс минералов щелочных пегматитов чистой линии	234
Подкласс минералов щелочных пегматитов линии скрещивания	243
Класс минералов пневматолитовых образований	246
Подкласс минералов вулканических эксгальций	246
Подкласс минералов собственно пневматолитовых образований	250
Подкласс минералов скарнов	252
Класс минералов гидротермальных образований	259
Подкласс минералов высокотемпературных гидротермальных образований	260
Подкласс минералов среднетемпературных гидротермальных образований	270
Подкласс минералов низкотемпературных гидротермальных образований	287
Минералы гидротермально измененных вмещающих пород	292
Минералы экзогенного типа	300
Подтип минералов процессов выветривания	300
Класс минералов остаточных образований	302
Класс минералов инфильтрационных процессов	311
Подтип минералов осадочных образований	315
Класс минералов механических осадков	315
Класс минералов химических осадков	325
Класс минералов биохимических осадков	340
Минералы метаморфогенного типа	343

Подтип минералов метаморфогенизированных комплексов	351
Подтип минералов метаморфогенных комплексов	354
Подтип минералов космогенного типа	354
Л и т е р а т у р а	356

Раздел VI. Признаки, позволяющие устанавливать генетические особенности минералов	358
Форма минеральных тел	358
Типоморфные минералы	360
Включения в минералах	376
Минералогические отвесы и уровни	382
Полиморфные превращения	385
Элементы-примеси	386
Изотопный состав	387
Л и т е р а т у р а	391
З а к л ю ч е н и е	392
Предметный указатель	398

Редактор И. С. Квитко
Технический редактор А. В. Малявко
Корректор С. А. Харитонова

Евгений Константинович Лазаренко.
ОСНОВЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

БГ 01399. Сдано в набор 28. XI 1962 г. Подпи-
сано к печати 24. VI 1963 г. Формат 60x90^{1/16}.
Бум. л. 12, 875. Печ. л. 25,75 + 4 вкл. Уч.-изд. л.
22,3 + 1,12 л. вкл. Тираж 3.000. Цена без пе-
реплета 1 руб. 33 коп. Переплет 15 коп.

Типография издательства Львовского государст-
венного университета. Львов, Университетская, 1.

Цена 1 руб. 48 коп.

279

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1963