НАУКИ О ЗЕМЛЕ

И. КОСТОВ

МИНЕРАЛОГИЯ

Mineralogy

Ivan Kostov

Professor of Mineralogy
University of Sofia, Bulgaria

OLIVER AND BOYD
EDINBURGH AND LONDON
1968

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по
геологии,
геофизике
и
геохимии

24078 5-767

И. Костов

МИНЕРАЛОГИЯ

Издательство
«МИР»
Москва
1971

Институт

УДК 549

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

Г. И. Бочаровой, В. В. Герасимовского и М. С. Сахаровой

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ

академика ***В. И. Смирнова***

Книга известного болгарского ученого — минералога-кристаллографа академика И. Костова представляет собой наиболее полное в настоящее время описание минералов, дополненное автором для русского издания несколькими открытиями последних лет. Приведены не только оптические, рентгеноструктурные и кристаллографические характеристики, но и новейшие данные по составу, кристаллохимии, физическим свойствам и геохимическим условиям образования минералов, парагенезисам и проч. Книга великолепно иллюстрирована. Равноценного по качеству учебного пособия на русском языке нет.

Книга является новейшим учебником и справочником не только для минералогов, петрографов, геохимиков, кристаллохимиков, но и для специалистов по рудной геологии и геологов, а также для студентов перечисленных специальностей.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Инд. 2-9-3

ПРЕДИСЛОВИЕ

Действительный член Академии Наук Народной Республики Болгарии и профессор Софийского университета Иван Костов не нуждается в рекомендации. Имя этого крупнейшего минералога хорошо известно во всем мире. Не требует специальной рекомендации и его курс минералогии, относящийся к лучшим учебникам нашего времени. Поэтому настоящее предисловие составлено не в целях пропаганды предлагаемой нашему читателю книги, а ради разъяснения некоторых условий перевода ее на русский язык и в порядке комментария специфических сторон содержания и структуры этого труда.

Минералогия И. Костова вышла первым изданием на болгарском языке в Софии в 1950 г. Второе издание увидело свет там же в 1957 г. Вскоре сложилось убеждение о целесообразности перевода этой книги на русский язык и издания ее в Советском Союзе. Но нам стало известно, что автор готовит третий, обновленный вариант книги, и было решено дождаться его.

Из-за обремененности автора различного рода делами, подготовка третьего болгарского выпуска задержалась, а тем временем вышло английское издание книги, по сравнению с болгарским более компактное и модернизированное. Было решено осуществить его перевод на русский язык. Таким образом, книга болгарского ученого переводится на русский язык с английского издания.

Хотя английский вариант «Минералогии» И. Костова привлекает новизной и экономной формой изложения, он не относится к наиболее доступным для перевода. Поэтому мы особенно ценим помощь автора книги в его осуществлении.

Академик И. Костов проявил живой интерес к русскому изданию своего труда. Он пересмотрел английский текст, исправил его и существенно пополнил новейшими данными. Он прислал для этого издания оригиналы всех фотографий и подлинники многих рисунков. В процессе подготовки русского текста он несколько раз встречался с редактором и переводчиками книги для совместного обсуждения перевода, минералогической терминологии и ее унификации в русском изложении. Переводчики по ходу перевода с английского держали под рукой болгарский текст и постоянно в него заглядывали. В связи со всем этим к настоящему изданию следует относиться, как в известной мере авторизованному переводу.

Организующей основой минералогии, как и других естественных наук, является классификация объектов исследования. В классификации минералов И. Костов, с одной стороны, следует традиционной минералогической систематике, выделяя классы, основанные на химическом составе; с другой стороны, он вводит оригинальный элемент расчленения по естественным ассоциациям главных минералообразующих катионов. Поэтому в группировке минералов И. Костова вместо общепринятых трех намечается четыре порядка.

На уровне первого порядка в книге описываются следующие классы минералов: 1) самородные элементы, 2) сульфиды и сульфосоли, 3) галогениды, 4) окислы и гидроокислы, 5) силикаты, 6) бораты, 7) фосфаты, арсенаты и ванадаты, 8) вольфраматы и молибдаты, 9) сульфаты, 10) хроматы, 11) карбонаты, 12) нитраты и иодаты.

Второй порядок предусматривает расчленение классов. На этом уровне И. Костов не придерживается единых принципов группировки, выделяя подклассы в одних случаях по признакам отнесения минералов к типу кристаллической структуры, в других — по принадлежности к металлическим или полуметаллическим соединениям, в третьих — по типу химических соединений. По первому признаку разбиваются силикаты, среди которых выделяются подклассы минералов островной, цепочечной, листовой и каркасной структуры. По второму признаку, с выделением подклассов металлических и полуметаллических соединений, производится описание, например, сульфидов. По третьему признаку, с обособлением подклассов по типу химических соединений, группируются, например, минералы фосфатов и арсенатов, среди которых намечаются простые и двойные соединения этих элементов.

Третий порядок классификации введен И. Костовым и предусматривает разделение подклассов минералов по естественным ассоциациям ведущих катионов. Для этой цели им намечены девять триад катионных составляющих минералов. Например, в подклассе силикатов с изолированными тетраэдрическими группами обособлены ассоциации: 1) бериллий-алюминий-магниевая, 2) титан-ниобий-циркониевая, 3) кальций (редкие земли)-марганец-натровая, 4) цинк-медь-свинцовая (урановая). В связи с тем что некоторые ассоциации повторяются из класса в класс, они как бы связывают общую группировку минералов единым научным мотивом.

На уровне четвертого порядка выделяются группы, называемые по общепринятому в минералогии правилу по типоморфному минералу. В книге выделено и описано 207 групп, охватывающих все известные в природе минералы. Подробная характеристика всех минералов потребовала бы нескольких томов. В настоящей книге приведены сведения лишь о ведущих минералах каждой группы, поэтому она не может рассматриваться как минералогическая энциклопедия. Вместе с тем для наиболее распространенных и важных минералов, отобранных для описания, приводятся не только тривиальные данные, но и новейшие химические, оптические, кристаллохимические, кристаллографические, термографические, рентгеноструктурные и даже электронно-микроскопические характеристики. В этом смысле книга И. Костова оказывается не только хорошим учебным руководством, но и полноценным минералогическим справочником, полезным для современных исследователей минералов, руд и горных пород.

Перевод части I сделан М. С. Сахаровой; в части II классы I и II переведены М. С. Сахаровой, классы III—IV, VI—X — В. В. Герасимовским, а классы V, XI, XII — Г. И. Бочаровой.

В. Смирнов

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Автор глубоко тронут вниманием советских ученых, которые сочли его труд достойным издания и осуществили перевод его книги на русский язык.

Настоящий учебник представляет собой новейший курс систематической минералогии, соответствующий современным представлениям в этой области науки. Однако автор воспользовался подготовкой издания на русском языке и внес в текст книги некоторые дополнения и необходимые, с его точки зрения, частичные изменения, касающиеся главным образом вопросов морфологии минералов и дальнейшего развития идей автора об их габитусе. Работа дополнена новыми кристаллогенетическими диаграммами, заменившими в тексте старые «статистические» схемы. Замена в русском издании учебника некоторых схем и фотографий новыми ни в коей мере не изменяет содержания книги в целом. Излагаемая в ней концепция базируется на предложенной автором систематике минералов, основанной на совокупности геохимического и кристаллохимического принципа.

Автор выражает благодарность доктору Михаилу Флейшеру, председателю Комиссии по новым минералам и номенклатуре минералов Международной минералогической ассоциации профессору Технического университета Берлина Г. Штрунцу и профессору института неорганической и физической химии Бернского университета (Швейцария) доктору Р. Джованьоли за их критические замечания по отдельным разделам книги.

Автор горячо благодарит академика В. И. Смирнова, взявшего на себя труд по редактированию русского издания этой книги, а также Г. И. Бочарову, В. В. Герасимовского и М. С. Сахарову за прекрасный перевод книги.

И. Костов

Февраль 1969 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ К АНГЛИЙСКОМУ ИЗДАНИЮ

Настоящая книга написана с целью обобщения всех имеющихся к настоящему времени данных о минералах. Она предназначена не только для студентов-геологов, но также и для специалистов в области минералогии и родственных отраслей наук. Предлагаемый учебник существенно отличается от других современных руководств по минералогии принятой в нем систематикой минералов. Положенная в основу данной книги классификация базируется не просто на особенностях кристаллохимического строения минералов, а на геохимико-кристаллохимическом принципе. Подобный метод позволяет более естественно группировать минеральные виды не только по близости их физических свойств, но также по их генетическим особенностям и условиям образования в природе. Минералоги-практики и полевые геологи смогут легче находить и определять минералы в их естественных ассоциациях.

В учебник включены почти все достоверно установленные минералы, известные к концу 1966 г. Однако детальное описание дано лишь для наиболее распространенных минералов. Приведенный обширный список минералов является, по моему мнению, оправданным с педагогической и научной точки зрения, хотя и имеет определенные неудобства. Чтобы избежать опрометчивых заключений, студент должен знать, что, помимо кварца и кальцита, жилы могут выполняться другими минералами. С другой стороны, по такой книге исследователь может быстро найти необходимые данные. С этой целью в книге в виде таблиц или выводов приведены главные линии на рентгенограммах, кривые нагревания (ДТА), оптические и другие данные, которые могут быть использованы для точной диагностики минералов.

Для свободного пользования учебником необходимы элементарные знания по кристаллографии, химии и физике. До последнего времени во вводной части учебников по минералогии практикуется изложение курса кристаллографии. Однако кристаллография уже давно выделена в самостоятельный предмет, и я полагаю, что в настоящее время читателю достаточно рекомендовать такие блестящие работы, как учебник Ф. К. Филлипа «Введение в кристаллографию» (F. C. Phillip, An Introduction to Crystallography, 3rd ed., 1963); Н. Х. Хартчорна и А. Стюарта «Практическая оптическая кристаллография» (N. H. Hartshorne, A. Stuart, Practical Optical Crystallography, 1964); М. Д. Бюргера «Элементарная кристаллография» (M. J. Buerger, Elementary Crystallography, 1956); руководство В. А. Вустера «Учебник по физике кристаллов» (W. A. Wooster, Textbook of Crystal Physics, 1949); В. Клебера «Введение в кристаллографию» (W. Kleber, Einführung in die Kristallographie, 1959); Х. Г. Ф. Винклера «Структура и свойства кристаллов» (H. G. F. Winkler, Struktur und Eigenschaften der Kristalle, 1955) и другие. Тем не менее в общей части настоящего учебника даны объяснения кристаллографических терминов и рассмотрены некоторые концепции кристаллохимии и структурной кристаллографии, тесно связанные с минералогией и часто в ней употребляемые.

Большинство иллюстраций в учебнике оригинальные. Великолепные фотографии образцов минералов из коллекций Софийского университета сделаны моим ассистентом Г. Кировым, которому я в высшей степени при-

знателен. Я благодарен также А. Яневой за ее тонкое искусство в вычерчивании фигур. Особую благодарность я приношу за любезное разрешение воспроизвести фиг. 268 из учебника проф. В. Клебера, данное издательством «Техника» (Берлин), фиг. 20, 201 и 346 с иллюстраций 19, 29 и 31 учебника проф., доктора Р. Л. Паркера, данное издательством В. Вепф и К° (Базель), и фиг. 4, 5, 95, 102, 117, 120, 194 из учебника проф., доктора П. Рамдора, любезно предоставленных издательством Академии Берлина. Некоторые другие иллюстрации, не являющиеся оригинальными, взяты из периодических изданий, список которых приведен в конце книги. Я признателен также за критические замечания и ценные советы проф. Софийского университета Ч. Дмитрову и проф. Г. Атанасову, проф. Львовского университета Е. К. Лазаренко, проф. Украинской Академии Наук А. С. Поваренных, проф. Института минералогии и петрографии Берлинского университета В. Клеберу, доценту Карлова университета в Праге К. Падера и другим коллегам. Горячо благодарю доктора Р. Дж. Эмбера из Британского музея (естественной истории) и доктора Джеймса Фемистера, редактора «Минералогических тезисов» за их любезное согласие редактировать этот перевод. Я особенно обязан покойному доктору Полю Росбоду, чья инициатива и поддержка сделали возможным этот перевод и его публикацию. Наконец, не менее сердечно я хочу поблагодарить издателей Оливера и Гойда за прекрасное издание учебника.

Март 1967 г. *И. Костов*

Введение

Изучение свойств камня во всей сложности разнообразия их — не только истории его образования и роста в земной коре, а самой природы камня, его внутренней структуры, различных свойств, используемых промышленностью, наконец, его синтеза — такова одна из важнейших проблем современной минералогии.

А. Е. Ферсман, 1946

ПРЕДМЕТ МИНЕРАЛОГИИ

Минералогия принадлежит к числу основных геологических наук, ее задачу составляет всестороннее изучение минералов. Термин «минерал» происходит от старинного слова «минера», обозначающего кусок руды или камень, из которого можно получать металл. С развитием минералогии как самостоятельной науки понятие о «минерале» в значительной мере изменило свое содержание. В настоящее время нет единого установившегося понятия «минерал».

Во-первых, минералы представляют собой природные химические продукты — соединения, реже элементы, образовавшиеся в результате геологических процессов на различных стадиях развития земной коры. С этой точки зрения искусственные химические соединения или элементы не могут считаться минералами, поскольку в действительности большая часть из них вообще не встречается в природе. Термином «искусственные минералы» обычно обозначаются синтетические продукты, для которых известны природные аналоги идентичного состава и свойств.

Вторая характерная особенность минералов — их относительная однородность. Она обусловлена определенным химическим составом и закономерным расположением соответствующих атомов в структуре. С особенностями состава и структуры связаны определенные физические свойства и характерные геометрические формы минералов. Кристаллами называются минералы, обладающие правильной геометрической формой. Этот термин часто отождествляют с понятием «минерал». Широко распространена трактовка минералов как природных кристаллов. В строгом смысле все минералы являются кристаллическими. Внешне бесформенные так называемые «аморфные минералы», образовавшиеся из коллоидных растворов, при исследовании их рентгеновскими лучами или другими методами также обнаруживают кристаллическое строение. По-видимому, такие минералы состоят из мелких, микроскопических или субмикроскопических кристаллов с упорядоченными или неупорядоченными структурами.

В земной коре минералы могут слагать относительно однородные породы. Они образуют также мономинеральные скопления. Обычно породы являются агрегатами минералов. Например, порода, называемая гранитом, состоит из трех минералов (кварца, полевого шпата и слюды), каждый из которых обладает присущими ему свойствами. Большинство пород представляет собой полиминеральные агрегаты, состоящие из двух или трех, редко более, главных минералов. Вместе с тем существуют мономинеральные породы, например мрамор, представляющий собой неравномернозернистый агрегат практически исключительно одного кальцита.

Обобщая все вышесказанное, можно принять следующее определение понятия «минерал»: *минерал представляет собой природную гомогенную составную часть земной коры, обладающую определенным химическим составом и кристаллической структурой и устойчивую в некоторых физико-химических пределах.*

С минералогией тесно связаны другие геологические дисциплины. К ним относятся геохимия, изучающая распространение химических элементов в земной коре, петрография или петрология, всесторонне исследующая породы, и геология, направленная на познание земной коры в целом. Кристаллография по существу развилась из минералогии. В настоящее время она охватывает также изучение кристаллических продуктов, полученных в лабораториях и в различных областях промышленности. Взаимоотношение этих дисциплин и соответствующих объектов исследования отражается следующей схемой:

элемент — минерал — порода — земная кора
геохимия — *минералогия* — петрография — геология
кристаллография
кристалл

Другой термин, часто употребляемый в учебниках по минералогии,— «руда», или «рудный минерал». Это экономический термин, обозначающий минерал, из которого может извлекаться металл. «Руда»— понятие более широкое; оно обозначает любые полезные минералы. В качестве сырья в стекольной, керамической, абразивной, цементной, оптической, электротехнической, промышленности строительных и огнеупорных материалов употребляются минералы, называемые «индустриальными». Этим термином обозначаются минералы, не являющиеся источником получения металлов. Наука о «рудных месторождениях», называемая также «экономическим учением о рудных месторождениях», «экономической геологией» или «минеральными месторождениями», в действительности является «экономической минералогией», что подчеркивает особую важность минералов для человечества.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Минералогию можно справедливо рассматривать как старейшую геологическую науку. Ее источники уходят в глубь истории к тому времени, когда первобытный человек использовал минералы как орудия производства, оружие, а также в качестве природных красок для пещерных рисунков.

Одно из наиболее ранних упоминаний о минералах мы находим в китайском манускрипте Сан Хей-дина («Древние сказания о горах и людях»), датированном около 500 г. до н. э. В этой рукописи упомянуто 17 минералов, в том числе большинство самородных металлов. Первой специальной работой о минералах считается трактат «О камнях» греческого философа Теофраста (372—287 г. до н. э.). В этой книге описано 16 минералов, которые подразделяются на металлы, камни и земли. Позднее римский натуралист Плиний, погибший в 79 г. во время извержения Везувия, написал четыре книги, в которых изложил все известные в то время данные о минералах.

В XI в. особого внимания заслуживают имена Аль-Бируни и Авиценны. В историю минералогии Аль-Бируни (972—1048) вошел как первый ученый, который использовал точные физические константы и удельный вес в описании 18 драгоценных камней и металлов. Новым шагом вперед по сравнению с Теофрастом явилось усовершенствование систематики известных в то время минералов Авиценной (980—1037), предложившим разделение на металлы и серные минералы. Его классификация, включающая камни, серные минералы, металлы и соли, просуществовала с небольшими изменениями почти восемь столетий.

В период между средними веками и XVIII в. главный вклад в изучение минералов был сделан Георгием Бауэром, более известным по его латинизированному имени Агрикола (1494—1555). Его работы «О природе ископаемых» (1546) и «О горном деле» (1556) были классическими трудами обобщившими все имеющиеся в то время данные по минералогии, геологии, рудному делу и металлургии. Он впервые четко разделил минералы (одно-

родные минералы) и породы (неоднородные минералы), выделив среди первых земли, соли, драгоценные камни, металлы и другие минералы. Агрикола уделил особое внимание диагностическим признакам минералов — таким, как цвет, блеск, твердость, спайность и другим. Кроме того, он пришел к выводу о возможности образования ряда минералов под воздействием грунтовых вод при процессах выветривания. Ему принадлежит первая научная теория генезиса минералов. Современник Агриколы, Леонардо да Винчи, в 1502 г. опубликовал минералогический трактат, в котором рассмотрел форму, степень прозрачности, твердость, удельный вес и другие характерные особенности минералов и дал советы, как различить настоящие драгоценные камни от поддельных.

Прогресс химического направления связан с именами Берцелиуса, Кронштедта и Валериуса, работавших в Швеции. В России эти идеи развивались Ломоносовым, Севергиным и Менделеевым; в Германии — Гмелином, Митчерлихом, Платтенером, Кобелем и Венцелем. Среди французских ученых необходимо отметить Лавуазье, Вокелана, Кордье и Мишеля-Леви, в США — Пенфильда, а также ряд других. Кристаллографические тенденции в минералогии разрабатывались во Франции Гаюи, Бравэ, Ромэ-Делилем и Малларом; в Германии — Вейсом, Нейманом, Науманом, Гасселем и Франкенштейном; в России — Кокшаровым, Еремеевым и Гадолиным; в Англии — Уолластоном и Миллером; в Италии — Скокки и другими.

Основоположниками генетического направления в минералогии явилась плеяда ученых — таких, как Линней, Севергин, Фурнэ, фон Гумбольдт, Чарльз Дарвин, Мурчисон, Дюроше, Бишоф, фон Котта, Штельцнер, Пошепный, Фогт, де Лонэ и другие. В этих работах получили дальнейшее развитие подчас противоречивые идеи Авраама Готлиба Вернера (1749—1817) и шотландца Джемса Хеттона (1726—1794). Вернер полагал, что образование почти всех пород и минералов связано с деятельностью поверхностных вод. В противоположность этому Хеттон в своей книге «Теория Земли» (1788) справедливо отстаивал магматическое происхождение пород, подобных базальту и граниту. Однако он впадал в другую крайность и приписывал магматическое происхождение всем сульфидным рудам, большая часть которых, как теперь известно, образовалась из водных (гидротермальных) растворов. Противоположные взгляды Вернера и Хеттона и их последователей находят свое отражение в гипотезе о генезисе минералов вплоть до наших дней.

Современный период развития минералогии начинается в конце девятнадцатого столетия, когда Е. С. Федоровым (1890), а также А. М. Шенфлисом (1891) были установлены 230 возможных способов расположения атомов в кристаллах. В 1895 г. В. Рентген открыл Х-лучи (впоследствии получившие название рентгеновских лучей.— *Прим. перев.*), а в 1896 г. А. Беккерель обнаружил явление радиоактивности. В начале XX в. Макс Лауэ применил кристаллы для дифракции рентгеновских лучей и в 1912 г. доказал существование 230 пространственных групп Федорова. Этим он открыл широкие перспективы для развития кристаллохимии, основанной В. М. Гольдшмидтом (1888—1947). Кристаллохимия имеет для минералогии весьма важное значение, так же как наиболее молодая ветвь геологических наук — геохимия, основанная В. И. Вернадским (1863—1945), его учеником А. Е. Ферсманом (1883—1945) и В. М. Гольдшмидтом. Геохимия возникла на базе периодичности химических элементов (открытой Д. И. Менделеевым в 1869 г.), но развилась в самостоятельную науку благодаря открытию Макса Лауэ, создавшего эпоху в исследовании минералов.

В настоящее время развитие минералогических исследований происходит по двум главным направлениям: во-первых, изучение зависимости между свойствами минерала, его химическим составом и кристаллической структурой и, во-вторых, детальное исследование условий нахождения минералов

в природе в связи с решением проблемы их генезиса. Последнее направление включает также лабораторные эксперименты по синтезу минералов с целью моделирования процессов минералообразования и выявления условий стабильности минералов. Поэтому современный период может быть охарактеризован как аналитически-полевой и экспериментальный.

ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГИИ

Развитие минералогии как самостоятельной науки тесно связано с историей материальной культуры человека. Хорошо известно, что доисторический человек был знаком с такими минералами, как кремень, гематит и другими окислами железа. Он использовал их в качестве орудий труда, оружия или красок в необработанном или малообработанном виде. Вероятно, гончарное дело и изготовление кирпичей были первыми широко распространенными производствами, использовавшими в качестве минерального сырья глину. Драгоценные камни высоко ценились за их красоту еще в древнем Египте, Вавилоне, Ассирии и Индии. Они до сих пор продолжают играть важную роль в эстетической жизни человека. Употребляемая нами ежедневно каменная соль имела большое значение в торговле древних народов и часто служила причиной войн между ними.

Одним из первых самородных металлов, привлекших внимание древнего человека, было золото. Оно служило в основном для украшений благодаря его цвету, блеску и ковкости. В числе первых металлов, широко применявшихся для водопроводных труб и других целей, были серебро и свинец, легко выплавляемые из их минералов. Медь и позднее железо нашли широкое употребление еще с древних времен, а последнее стало краеугольным камнем современной цивилизации.

За последние сто лет значительно увеличилось как число открытых минералов, так и их добыча. В настоящее время едва ли найдется такая область человеческой деятельности, которая не нуждалась бы в минеральных ресурсах. Многие элементы, считавшиеся «редкими» из-за их низкой концентрации в минералах, в настоящее время применяются повседневно. К ним относятся бериллий, кадмий, германий, церий, цезий, литий, уран, селен, тантал, цирконий, титан, таллий, индий, рубидий и др. Минералы, считавшиеся два или три десятилетия назад «бесполезными», находят теперь применение в новых отраслях промышленности. В последние годы наблюдается быстрое увеличение производства алюминия из боксита и других минералов и магния из магнезита и морской воды. Это связано с применением обоих металлов в качестве легких сплавов при производстве самолетов и автомашин. На сегодняшний день в химической промышленности едва ли найдется более важный продукт, чем серная кислота, получаемая из пирита, ангидрита и самородной серы. Все возрастающая потребность в продуктах питания стимулирует поиски минеральных удобрений, необходимых для сельского хозяйства. Последние применяются для подкормки растений химическими элементами — фосфором, калием, азотом и другими.

Значение минералогии в поисках новых полезных ископаемых, без сомнения, огромно. Для успешных поисков минералов необходимо знать их особенности, свойства и условия образования в природе. Выяснение наиболее благоприятных условий концентрации элементов в земной коре требует знания законов миграции химических элементов, слагающих минералы. Понимание этих закономерностей невозможно без всестороннего исследования минералов. Детальное изучение свойств минералов позволяет выяснить возможность их применения в качестве оптических, огнеупорных, кислотоупорных материалов, в виде абразивов, сырья для радиотехнической и для тяжелой промышленности, в стекольном и химическом производстве, в сельском хозяйстве, в медицине и других отраслях народного хозяйства.

Часть I

ОБЩАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Кристаллохимическая концепция

Строение кристаллов определяется количественным соотношением структурных единиц (атомов, ионов), их относительными размерами и поляризационными свойствами. Помимо структуры, на основании строения атомов могут быть предсказаны важнейшие физические свойства кристаллов, такие, как твердость, растворимость и температура плавления.

В. М. Гольдшмидт

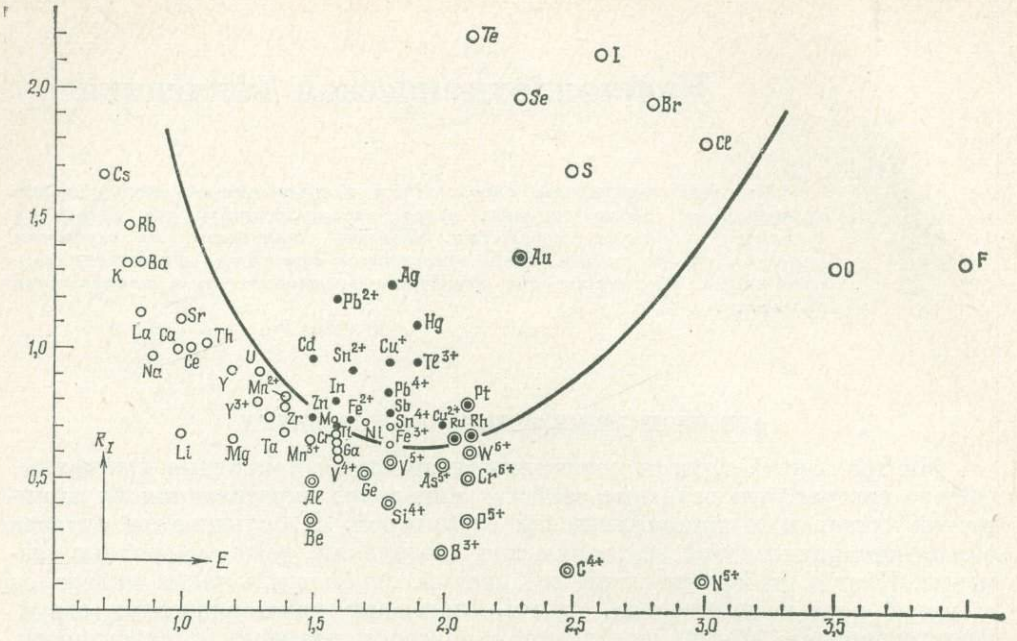
АТОМЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА

Минералами, в строгом понимании, называются природные кристаллы. Отсюда следует, что основные свойства минералов определяются их химическим составом и кристаллической структурой. В большинстве случаев они представляют собой неорганические соединения, реже самородные элементы. Иногда это органические соединения, однако роль таких минералов в земной коре незначительна. Атомы, слагающие кристаллическую структуру минералов, обычно различаются по своим размерам и валентности. Эти два фактора определяют форму и свойства минералов.

Существуют два основных типа связи между атомами: *ковалентная*, или *гомополярная*, при которой два атома имеют общие электроны, располагающиеся на внешних электронных орбитах, и *ионная*, или *гетеровалентная*, проявляющаяся между противоположно заряженными ионами (катионами и анионами). Иной тип представляет собой *металлическая* связь, обусловливающая специфические свойства металлов. Кристаллическая структура последних образована плотнейшей упаковкой положительных ионов, между которыми располагаются свободные электроны. В кристаллах инертных газов атомы имеют целиком заполненную внешнюю электронную оболочку и связаны слабыми остаточными силами *Ван-дер-Ваальса*.

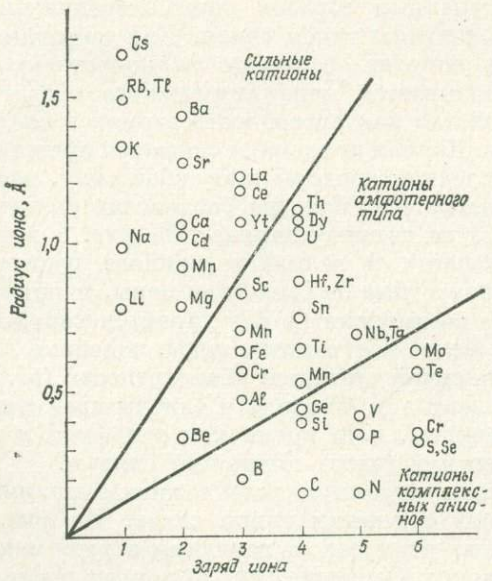
Минералы представляют собой главным образом ионные соединения, но обычно со смешанным ионно-ковалентным типом связи. Для понимания подобной связи следует рассмотреть понятие об *электроотрицательности* атомов. Электроотрицательностью называется мера химического сродства атомов. Паулинг определяет это свойство как способность атомов в соединениях притягивать к себе электроны. Данная концепция связана с представлением о *потенциале ионизации*. Последний представляет собой силу, необходимую для отрыва электрона от атома или иона на бесконечно большое расстояние. Эта сила измеряется в *эв* на единицу заряда. На фиг. 1 показана взаимосвязь электроотрицательности и величины ионного радиуса. График показывает, что наиболее контрастные по свойствам ионы, например F^- и K^+, образуют типично ионные соединения (в KF характер связи на 92% ионный и на 8% ковалентный). Менее контрастные ионы, подобные Ag^+ и I^-, образуют структуры с более высокой степенью ковалентности (в AgI связь на 56% ионная и на 44% ковалентная). Фториды и окислы преимущественно относятся к ионным соединениям, в то время как сульфиды и их аналоги обладают отчетливо ковалентной (часто полярной) связью.

Тип связи и размер атомов играют огромную роль в кристаллохимии минералов, и особенно в соединениях с ионным типом связи. На фиг. 2 показана зависимость размеров ионных радиусов от величины заряда ионов для наиболее распространенных катионов. Очевидно, что: а) ионные радиусы элементов в пределах одной и той же группы возрастают с увеличением их атомного номера; б) радиусы соответствующих ионов уменьшаются в направлении горизонтальных рядов периодической системы (см. приложение I)

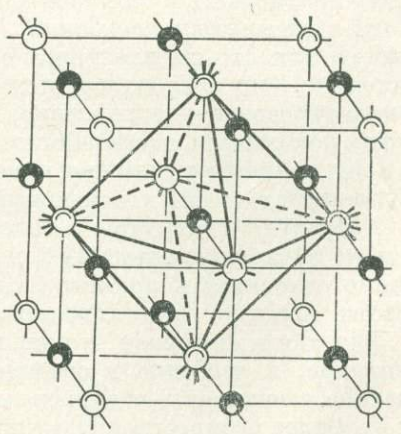


Ф и г. 1. Соотношение размера ионных радиусов (R_I) и электроотрицательности (E) химических элементов.

Маленькие кружки — оксифильные катионы; точки — халькофильные катионы; точки, обведенные кружком, — благородные металлы; большие кружки — анионы; двойные кружки — катионы комплексных анионов.



Ф и г. 2. Размеры ионных радиусов и заряды ионов наиболее распространенных элементов.



Ф и г. 3. Структура типа галита NaCl с координационным полиэдром, показанным жирной линией.

и в) в элементах, характеризующихся переменной валентностью, размер ионных радиусов уменьшается с увеличением положительного заряда иона, например Mn^{2+}0,91; Mn^{3+}0,70; Mn^{4+}0,52 и Mn^{7+}0,35 Å.

Размер ионных радиусов определяет характер размещения атомов в кристаллической структуре, т. е. их координацию. *Координационное число* указывает, какое количество ионов одного типа (обычно анионов) располагается на равных расстояниях вокруг иона другого типа (обычно катиона). Например, в кристаллической структуре NaCl каждый ион Na^+ окружен шестью ионами хлора и каждый Cl^-— шестью ионами натрия. Координационные числа обоих, как натрия (ионный радиус 0,97 Å), так и хлора (ионный радиус 1,81 Å), равны шести. Если центры анионов, окружающих каждый катион, мысленно соединить между собой, то получится правильный многогранник, называемый *координационным полиэдром*. В структуре NaCl координационные полиэдры имеют форму октаэдров (фиг. 3).

Координационные числа и конфигурация соответствующих координационных полиэдров определяются отношением радиусов ионов (катион : анион) и изменяются следующим образом:

Отношение радиусов ионов	Координационное число	Конфигурация
0,15—0,22	3	Треугольная
0,22—0,41	4	Тетраэдрическая
0,41—0,73	6	Октаэдрическая
0,73—1	8	Кубическая
1	12	Кубо-октаэдрическая

В структуре NaCl силы связи между всеми ионами одинаковы. Ионные соединения с подобным характером связи называются *изодесмическими* (например, галогениды и окислы). В других ионных соединениях силы связи, действующие между ионами, существенно различаются, в результате чего происходит обособление групп атомов внутри кристаллической структуры. Например, в структуре кальцита $CaCO_3$ присутствуют группы CO_3^{2-}, в которых четырехвалентный углерод окружен тремя атомами кислорода. В этой группе основная часть валентности каждого атома кислорода расходуется на нейтрализацию заряда углерода. Остаточный заряд (2—) нейтрализуется двухвалентным кальцием. Такие соединения называются *анизодесмическими*. К ним относятся карбонаты, нитраты, сульфаты, арсенаты и др.

В структуре силикатных минералов присутствуют группы $[SiO_4]^{4-}$, в которых четырехвалентный кремний окружен четырьмя атомами кислорода. В этом комплексе половина валентности каждого кислорода участвует в нейтрализации заряда кремния. Аналогичные структуры имеют некоторые бораты. При полимеризации групп $[SiO_4]$ и $[BO_3]$ возникают сложные кислородные комплексы. Такие соединения называются *мезодесмическими*.

Для характеристики типа связи употребляются еще два термина — *гомодесмические* и *гетеродесмические*. Они применяются в соответствии с преобладанием в минерале одного типа связи или нескольких различных.

В образовании устойчивых минералов важную роль играет *энергия кристаллической решетки*. Эта энергия определяется экспериментально и рассчитывается теоретически по формуле Капустинского:

$$U = 256{,}1\,\frac{n \cdot z_1 \cdot z_2}{r_1 + r_2}\ ккал/моль,$$

где n — число ионов в молекуле бинарного соединения, z_1 и z_2— заряды, а r_1 и r_2 — ионные радиусы соответствующих ионов. Энергия кристаллической решетки более сложных соединений рассчитывается путем суммирования энергетических коэффициентов (EK) анионов и катионов по формуле

А. Е. Ферсмана:

$$U = 256{,}1\,(n_1EK_1 + n_2EK_2 + n_3EK_3 \ldots),$$

где n_1, n_2, n_3 ... есть количество различных ионов в молекуле. Энергетический коэффициент определяется экспериментально или рассчитывается приближенно по формуле $z^2/2R$, где z — заряд и R — радиус иона.

Энергия решетки NaCl (галита) составляет 179 *ккал/моль*, KCl (сильвина) 157 *ккал/моль*. В большей степени различаются энергии решетки: для BeO (бромеллит) 1080, MgO (периклаз) 940 и CaO (известь) 842 *ккал/моль*. Этим объясняется неодинаковая устойчивость рассмотренных веществ и их различное нахождение. Количественные состношения энергетических коэффициентов и *потенциала ионизации* Картледжа $\phi = z/R$ определяют группировку элементов, показанную на фиг. 2.

УСТОЙЧИВОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ

Из изложенного выше видно, какое огромное значение для образования кристаллической решетки имеет размер и тип связи в атомах. В той или иной степени на нее могут оказывать влияние вариации химического состава и изменение условий образования, в особенности температуры и давления. Эти изменения тесно связаны с основными кристаллохимическими представлениями об *изоморфизме* и *полиморфизме*, выдвинутыми Митчерлихом в первой половине девятнадцатого столетия.

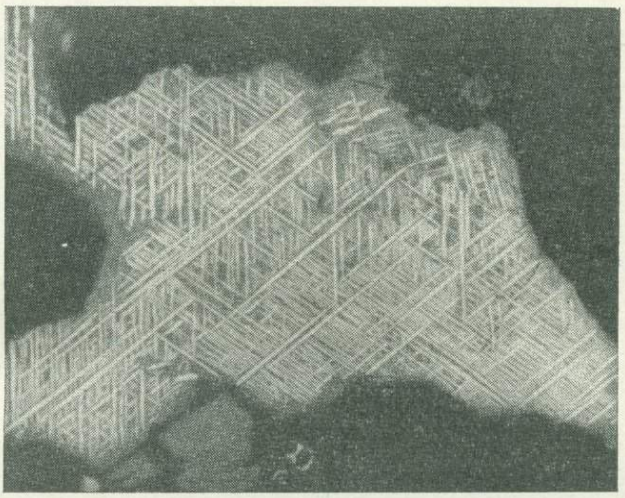
Вещества, близкие по химическому составу и внешней форме, обусловленной сходством их кристаллической структуры, называются *изоморфными*. В структуре таких веществ возможно взаимное замещение (изоморфизм или диадохия) близких по размерам атомов или групп атомов с образованием *смешанных кристаллов* или твердых растворов. Например, в структуре кальцита ионы кальция, имеющие ионный радиус Ca^{2+}1,04 Å, могут замещаться Mn^{2+} с ионным радиусом 0,91 Å. Поэтому между соединениями $CaCO_3$ и $MnCO_3$ существует полная изоморфная смесимость. В этом случае оба соединения имеют одинаковый тип структуры и называются *изотипными*, или *изоструктурными*. Изоморфные замещения возможны в соединениях со сходными, но не идентичными (гомотипными) или с совершенно отличными (гетеротипными) структурами. Однако подобные замещения возможны лишь при условии соизмеримости межатомных расстояний. С другой стороны, некоторые изотипные соединения в обычных условиях не образуют смешанных кристаллов, например NaCl и KCl. Это вызывается значительной разницей в размерах атомов, слагающих подобные соединения (в данном примере Na 0,98 А и K 1,33 Å), а также различиями в типе связи.

Образованию смешанных кристаллов способствует повышение температуры. В этих условиях энергетически выгодно замещение даже сильно различающихся по размерам ионов. Понижение температуры приводит к несмесимости (*распаду*) гомогенных твердых растворов с образованием в минерале-хозяине правильных пластинок или неориентированных включений подчиненного компонента (фиг. 4). Соединения, не образующие изоморфных смесей, дают в подобных случаях эвтектические срастания (фиг. 5).

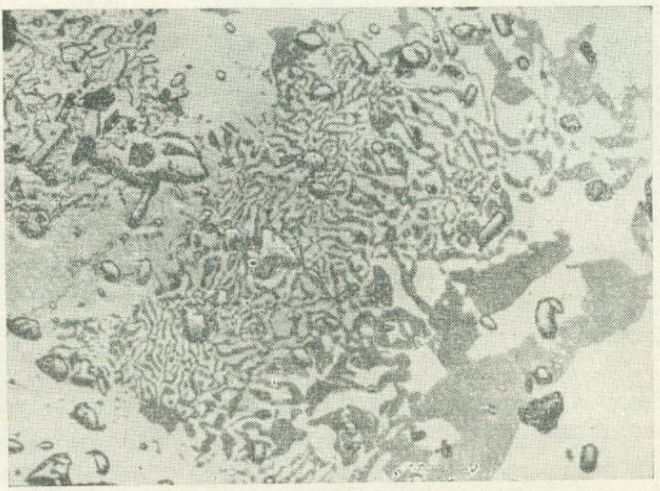
Хорошим примером изоморфных замещений различного типа служат минералы форстерит Mg_2SiO_4, фаялит Fe_2SiO_4 и тефроит Mn_2SiO_4 (фиг. 6). Изоморфизм между форстеритом и фаялитом совершенный, между фаялитом и тефроитом — ограниченный, в то время как форстерит и тефроит не дают смесимости. Благодаря ритмичному изменению химического состава смешанных кристаллов в них часто проявляется зональность. Зоны обычно возникают вследствие изменения оптических свойств (цвета и др.) (фиг. 7) или благодаря различной степени выветривания.

«Доменным» изоморфизмом Н. В. Белов называет внедрение в кристаллическую решетку вещества-хозяина правильных субмикроскопических блоков другого вещества. Например, кристаллическая структура корунда Al_2O_3 может прорастаться по определенным направлениям правильными вростками кремнезема, вызывая ослабление структуры минерала-хозяина. Близость кристаллического строения приводит к внедрению в качестве «домена» сложного силиката бария и бериллия (минерал бариллит) в решетку окиси бериллия BeO. Это объясняет возможность «замещения» маленького иона бериллия большим по размеру ионом бария.

Процесс замещения одного сорта атомов другим, происходящий при определенных температурных условиях, дает возможность приблизительно оценить температуру минералоотложения. Такого рода минералы могут использоваться как *геологические термометры*. Например, лабораторные

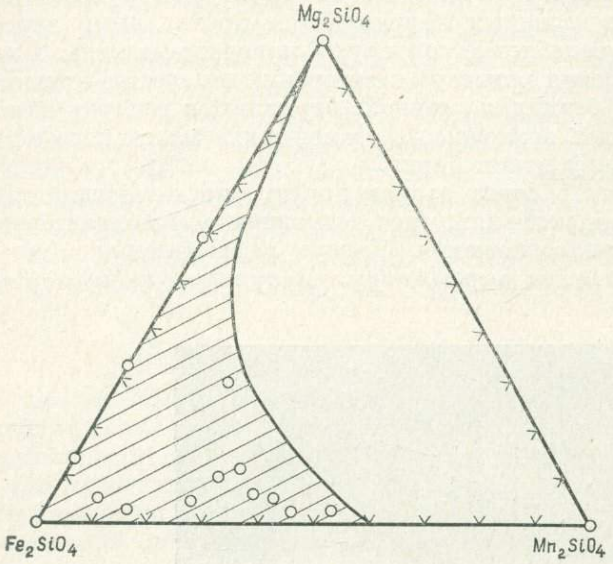


Фиг. 4. Структура распада твердого раствора халькопирита в борните (по Рамдору — Эренбергу).

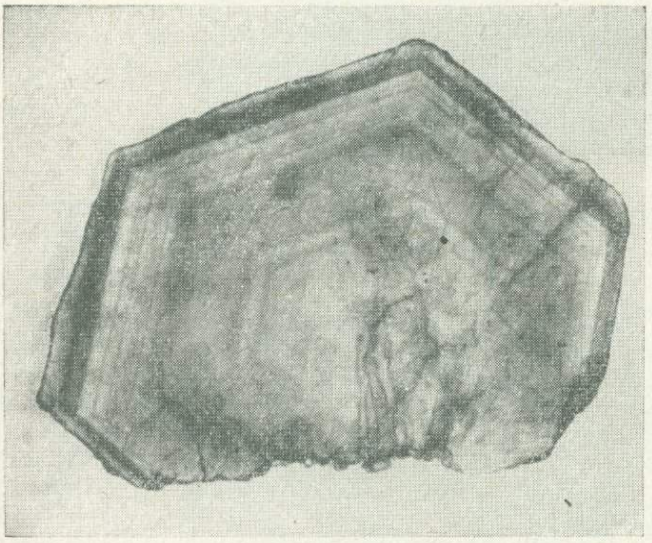


Фиг. 5. Эвтектические срастания халькопирита и борнита (по Се).

исследования показывают, что с повышением температуры постепенно возрастает количество железа, замещающего цинк в структуре сфалерита ZnS. Таким образом, путем определения концентрации железа в сфалерите и сопоставления полученных содержаний с экспериментальными данными можно приблизительно оценить температуры кристаллизации этого минерала [1].



Фиг. 6. Изоморфизм в системе Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 — Mn_2SiO_4 (по Генриусу).



Фиг. 7. Зональный кристалл мусковита из восточных Родоп ($^4/_5$ натуральной величины).

Чаще в целях геологической термометрии используются полиморфные превращения. *Полиморфизмом* называется способность элементарных веществ или соединений изменять в определенных физико-химических условиях свою кристаллическую структуру, а следовательно, внешнюю форму и физические свойства. В зависимости от характера превращения различают два типа полиморфизма. Обратимые превращения называются *энантиотропными*, необратимые — *монотропными*. Между тремя полиморфными модификациями кремнезема существуют энантиотропные превращения SiO_2:

Кварц $\underset{867°\,C}{\rightleftharpoons}$ Тридимит $\underset{1470°\,C}{\rightleftharpoons}$ Кристобалит

Примером монотропного превращения служит переход одной полиморфной модификации $CaCO_3$ в другую — арагонита в кальцит.

Полиморфные изменения заключаются в перестройке кристаллической структуры и особенно изменении координационного положения атомов.

[1] Согласно новейшим экспериментальным данным Бартона и Тулмина (США) и Л. В. Чернышева и В. Н. Анфилогова (СССР), содержание железа в сфалерите, помимо температуры, зависит от активности серы, что ограничивает возможность применения сфалеритового геотермометра.— *Прим. перев.*

Полиморфизм вызывается в основном действием двух факторов — давления и температуры. При повышении давления обычно образуются структуры с большими координационными числами. При повышении температуры устойчивы структуры с малыми координационными числами. Примером служат энантиотропные модификации углерода. Алмаз, характеризующийся четверной координацией атомов углерода, образуется и устойчив в области высоких давлений, в то время как графит, имеющий тройную координацию атомов углерода, кристаллизуется и стабилен при высоких температурах. В общем случае полиморфные модификации с более плотной структурой стабильны при высоких давлениях и относительно неустойчивы при высоких температурах. Для полиморфных модификаций с менее компактными структурами справедливо обратное.

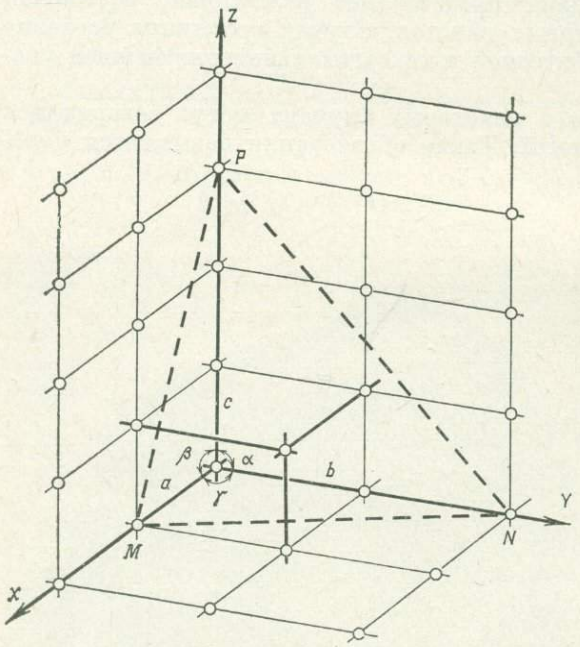
Устойчивость той или иной модификации зависит также от характера включений. Например, присутствие ионов калия или натрия повышает прочность структуры тридимита и кристобалита, в то время как кварц может содержать более мелкие ионы лития. Присутствие незначительных количеств стронция повышает устойчивость структуры арагонита.

Особую форму полиморфизма представляет *политипия*, состоящая в послойном смещении структурных пакетов. Случаи политипии особенно характерны для структур с кубической и гексагональной плотнейшей упаковкой (фиг. 68, 70).

Полиморфные превращения в некоторых случаях могут совершаться без каких-либо внешних изменений. Такие образования называются *паморфозами*.

КРИСТАЛЛЫ

Минералы представляют собой совершенно однородные вещества. Они имеют, как установил в 1801 г. Гаюи, характерные кристаллические формы. Каждая кристаллическая *форма* образована одинаковыми симметрично расположенными гранями, соответствующими плоским сеткам кристаллической решетки. Как бесконечная трехмерная система точек кристаллическая решетка в целом определяется ее *элементарной ячейкой* с параметрами (межатомными расстояниями) a_0, b_0, c_0 и углами между ребрами α, β и γ (фиг. 8).



Ф и г. 8. Элементы кристаллической решетки.

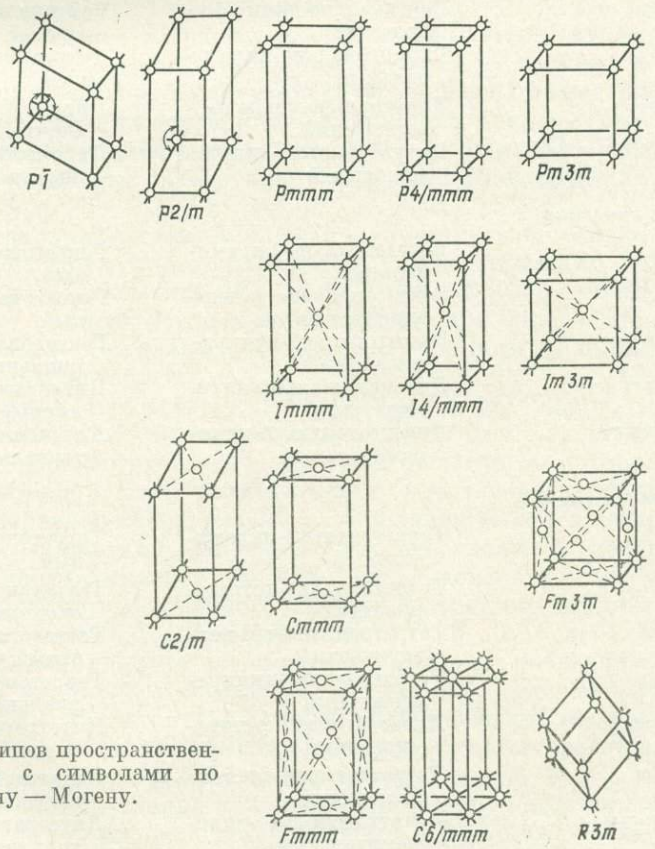
Положение в пространстве каждой плоской сетки или грани кристалла определяется относительно условно выбранных осей координат (OX, OY, OZ), за которые принимаются направления рядов плоских сеток, параллельные ребрам кристалла. Плоские сетки и соответствующие грани обозначаются параметрами, отсекаемыми гранями на трех осях, или числами (миллеровские *индексы*), обратно пропорциональными величинам этих параметров. Например, плоскость MNP на фиг. 8 имеет параметры $a_0 : 2b_0 : 3c_0$ и индексы 1, $^1/_2$ и $^1/_3 = 632$, приводимые для отдельных граней в скобках — (632), а для кристаллической формы в целом в фигурных скобках — {632}. Ориентировка ребер, параллельных рядам кристаллической решетки, выражается символами в квадратных скобках. На фиг. 8 ряды решетки OX, OY и OZ имеют символы [100], [010] и [001] соответственно. Такие направления называются *осями зон*, а система граней с взаимопараллельными ребрами составляет *зону*.

Простейший, так называемый примитивный, тип кристаллической решетки имеет элементарную ячейку с инверсионно-симметричным расположением узлов таких сеток, т. е. имеет *центр симметрии*. Такие кристаллические решетки и соответствующие им кристаллические формы называются *триклинными*. Помимо этого, возможны еще только тринадцать типов кристаллических решеток [1] (фиг. 9). Их элементарные ячейки имеют двусторон-

[1] 14 возможных типов кристаллических (пространственных) решеток получили название решеток Бравэ.— *Прим. перев.*

не симметричное расположение узлов в плоских сетках, т. е. имеют плоскость симметрии (обычно обозначающуюся буквой m). Они могут обладать также двойной, четверной или шестерной повторяемостью при вращении вокруг направления, называемого *осью симметрии*. Возможны лишь оси симметрии второго, третьего, четвертого и шестого порядка. Они обозначаются цифрами 2, 3, 4 и 6 (если имеет место только вращение) или $\bar{2}$, $\bar{3}$, $\bar{4}$ и $\bar{6}$ (если вращение сочетается с инверсией в центре симметрии). Последние разновидности осей называются *инверсионными осями*. Если, например, ось второго порядка перпендикулярна плоскости симметрии, подобная комбинация обозначается как $2/m$. Знаку $\bar{1}$ соответствует центр симметрии, а 1 указывает на полное отсутствие элементов симметрии. Оси симметрии могут быть биполярными и полярными и могут давать начало соответственно бипирамидальным и пирамидальным простым формам.

Четырнадцать пространственных решеток включают, помимо триклинного типа, два *моноклинных*, четыре *ромбических*, два *тетрагональных*, три *кубических* или изометрических, один тригональный, или *ромбоэдрический*, и один *гексагональный* тип. Они характеризуются различным положением узлов в элементарной ячейке. Узлы решетки могут располагаться только в вершинах элементарной ячейки (примитивные ячейки, обозначаемые буквой P). При наличии дополнительного узла в центре ячейки последние называются *объемноцентрированными* (I), при наличии узлов в центре одной из граней — *базоцентрированными* (C или также A или B). В тех случаях, когда узлы находятся в середине всех граней, ячейки являются *гранецентрированными* (F). Тригональная пространственная решетка, будучи ромбоэдрической, обозначается буквой R.



Ф и г. 9. 14 типов пространственных решеток с символами по Герману — Могену.

Тридцать два класса симметрии

Триклинная сингония			
1.	1	Моноэдрический (педиальный)	Асимметричный
2.	$\bar{1}$	Пинакоидальный	Центральный
Моноклинная сингония			
3.	$m\ (=\bar{2})$	Доматический (диэдрический безосный)	Планальный
4.	2	Сфеноидальный (диэдрический осевой)	Дигонально-полярный
5.	$2/m$	Призматический	Дигонально-экваториальный
Ромбическая сингония			
6.	222	Ромбо-тетраэдрический (ромбо-дисфеноидальный)	Дигонально-полноосный
7.	mm	Ромбо-пирамидальный	Дидигонально-полярный
8.	mmm	Ромбо-дипирамидальный	Дидигонально-экваториальный
Тригональная сингония			
9.	3	Тригонально-пирамидальный	Тригонально-полярный
10.	$\bar{3}$	Ромбоэдрический	Тригонально-инверсионный
11.	32	Тригонально-трапецоэдрический	Тригонально-полноосный
12.	$(3/m) = \bar{6}$	Тригонально-дипирамидальный	Тригонально-экваториальный
13.	$3m$	Дитригонально-пирамидальный	Дитригонально-полярный
14.	$\bar{3}m$	Тригонально-скаленоэдрический	Дитригонально-инверсионный
15.	$(3/mm) = \bar{6}m2$	Дитригонально-дипирамидальный	Дитригонально-экваториальный
Гексагональная сингония			
16.	6	Гексагонально-пирамидальный	Гексагонально-полярный
17.	62	Гексагонально-трапецоэдрический	Гексагонально-полноосный
18.	$6/m$	Гексагонально-дипирамидальный	Гексагонально-экваториальный
19.	$6/mm$	Дигексагонально-пирамидальный	Дигексагонально-полярный
20.	$6/mmm$	Дигексагонально-дипирамидальный	Дигексагонально-экваториальный
Тетрагональная сингония			
21.	4	Тетрагонально-пирамидальный	Тетрагонально-полярный
22.	$\bar{4}$	Тетрагонально-тетраэдрический	Тетрагонально-инверсионный
23.	42	Тетрагонально-трапецоэдрический	Тетрагонально-полноосный
24.	$4/m$	Тетрагонально-дипирамидальный	Тетрагонально-экваториальный
25.	$4mm$	Дитетрагонально-пирамидальный	Дитетрагонально-полярный
26.	$\bar{4}2m$	Тетрагонально-скаленоэдрический	Дитетрагонально-инверсионный
27.	$4/mmm$	Дитетрагонально-дипирамидальный	Дитетрагонально-экваториальный

Продолжение табл. 1

Кубическая (изометрическая) сингония			
28.	23	Тетраэдрический (пентагон-тетраэдрический)	Тессерально-полярный
29.	43	Триоктаэдрический (пентагон-триоктаэдрический)	Тессерально-полноосный
30.	$m3$	Дидодекаэдрический	Тессерально-центральный
31.	$\bar{4}3m$	Гексатетраэдрический	Дитессерально-полярный
32.	$m3m$	Гексоктаэдрический	Дитессерально-центральный

Четырнадцать пространственных решеток разделяются на семь *сингоний*. Ниже приводится перечень сингоний, соответствующие им типы решеток и их кристаллографические константы.

Триклинная	P	$-a_0,\ b_0,\ c_0;\ \alpha,\ \beta,\ \gamma$
Моноклинная	$P,\ C$	$-a_0,\ b_0,\ c_0;\ \beta$
Ромбическая	$P,\ C,\ I,\ F$	$-a_0,\ b_0,\ c_0$
Гексагональная	C	$-a_0,\ c_0$
Тетрагональная	$P,\ I$	$-a_0,\ c_0$
Тригональная	R	$-a_0,\ c_0$
Кубическая	$P,\ I,\ F$	$-a_0$

Все известные и возможные формы кристаллов подразделяются на 32 группы, или *класса*, симметрии. При этом из числа семи сингоний только две — гексагональная и тригональная — имеют общие простые формы. В табл. 1 приведены 32 класса симметрии и соответствующие им элементы симметрии, обозначенные символами Германа — Могена. В первой графе даны названия классов, базирующиеся на элементах симметрии и габитусных формах. Эти названия соответствуют номенклатуре, предложенной в 1960 г. сессией Международной минералогической ассоциации. В последней графе приведена несколько измененная полная систематическая номенклатура Г. А. Миллера.

Для всех кристаллов, исключая кубическую сингонию, кристаллографические константы представляют собой характеристику отдельных видов. Константы рассчитываются исходя из значений углов между гранями кристаллов. Эти углы могут быть использованы для определения соответствующих минералов. Величины углов между гранями кристаллов кубической сингонии даны в табл. 2.

Внутренняя структура кристаллов часто усложнена. Для того чтобы привести симметрию кристаллов к одному из четырнадцати типов решеток, необходимо переместить некоторые узлы решетки по определенным направлениям. Например, узлы решетки могут быть повернуты вокруг оси симметрии и одновременно перемещены в направлении оси вращения. Такие оси называются *винтовыми*. Винтовые оси обозначаются индексами, показывающими степень трансляции идентично расположенных узлов решетки. Возможны винтовые оси второго порядка 2_1, третьего порядка 3_1 и 3_2, четвертого порядка 4_1, 4_2 и 4_3 и шестого порядка 6_1, 6_2, 6_3, 6_4 и 6_5. Возможна также трансляция параллельно плоскости симметрии; последняя в этом случае называется *плоскостью скользящего отражения* [или плоскостью скольжения.— *Перев.*]. В тех случаях, когда узлы решетки смещены вдоль соответствующих кристаллографических осей на половину расстояния, плоскости скользящего отражения обозначаются буквами a, b и c. Если смещения составляют соответственно половину или четверть диагонали между направлениями a, b и c, плоскости скользящего отражения обозначаются буквами

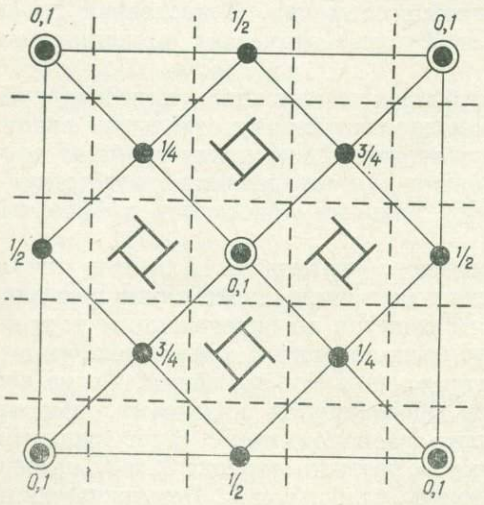
Таблица 2

Углы между гранями кристаллов наиболее распространенных форм кубической сингонии

	(100)	(010)	(001)	(011)	(111)
a (001)	90°00′	90°00′	0°00′	45°00′	54°44′
d (011)	90°00′	45°00′	45°00′	0°00′	35°16′
o (111)	54°44′	54°44′	54°44′	35°16′	0°00′
η (015)	90°00′	78°41′	11°18′	33°41′	47°12′
h (014)	90°00′	75°58′	14°02′	30°58′	45°33′
f (013)	90°00′	71°34′	18°26′	26°34′	43°05′
e (012)	90°00′	63°26′	26°34′	18°27′	39°14′
ω (115)	78°54′	78°54′	15°47′	35°16′	38°56′
μ (114)	76°22′	76°22′	19°28′	33°33′	35°15′
m (113)	72°27′	72°27′	25°14′	31°29′	29°29′
n (112)	65°54′	65°54′	35°16′	30°00′	19°28′
ζ (155)	81°57′	45°33′	45°33′	8°03′	27°13′
ρ (144)	79°58′	45°52′	45°52′	10°01′	25°14′
q (133)	76°44′	46°30′	46°30′	13°16′	22°00′
p (122)	70°31′	48°11′	48°11′	19°28′	15°47′
r (233)	64°45′	50°14′	50°14′	25°14′	10°01′
u (137)	82°31′	67°00′	24°18′	22°59′	34°13′
w (136)	81°31′	63°45′	27°47′	20°14′	31°39′
v (135)	80°16′	59°32′	32°18′	17°01′	28°33′
t (124)	77°23′	64°07′	29°12′	22°12′	28°07′
s (123)	74°30′	57°41′	36°42′	19°06′	22°12′
z (234)	68°12′	56°08′	42°02′	23°12′	15°13′

n и *d*. На фиг. 10 показана структура алмаза, спроектированная на плоскость (001), иллюстрирующая четверные винтовые оси и плоскости скользящего отражения.

Винтовые оси и плоскости скользящего отражения передают элементы строения кристалла, в то время как основные черты этого строения опреде-



Фиг. 10. Структурная схема алмаза, спроектированная на плоскость [001], показывающая винтовые оси и плоскости скользящего отражения (последние даны пунктиром).

ляются четырнадцатью типами пространственных решеток. Эти элементы ограничены 230 возможными группами симметрии, называемыми *пространственными группами* [1] (приложение 3). Существование пространственных групп объясняет разнообразие кристаллических форм в пределах каждого класса кристаллов.

[1] Федоровские группы симметрии.— *Прим. перев.*

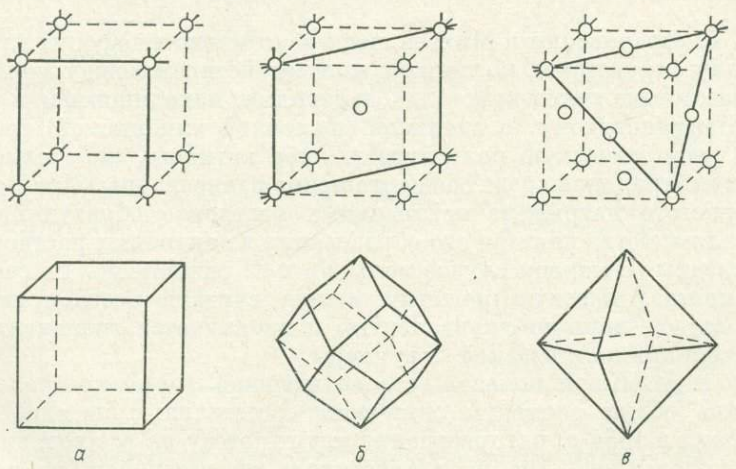
ГАБИТУС КРИСТАЛЛОВ

Из вышеизложенных положений следует вывод, что наиболее широко распространенным граням кристаллов соответствуют плоские сетки с наибольшей ретикулярной плотностью (закон Бравэ). Примером этой закономерности служат три типа пространственных решеток в кристаллах кубической сингонии и соответствующие им простые формы, показанные на фиг. 11. В примитивной кубической решетке плоскости с наивысшей ретикулярной плотностью соответствуют граням куба, в объемноцентрированной решетке — граням ромбододекаэдра, а в гранецентрированной решетке — граням октаэдра.

Наличие винтовых осей и плоскостей скольжения, нормальных к данной грани, понижает ретикулярную плотность данной грани и, следовательно, ее роль как габитусной грани. Например, в кристаллах алмаза развиты преимущественно грани октаэдра или ромбододекаэдра, в то время как кубические формы имеют второстепенное значение. Это дополнение к закону Бравэ было сделано в 1937 г. Доннэ и Геркером и известно с тех пор как принцип Доннэ — Геркера. Рассчитав ретикулярную плотность различных граней кристалла, можно получить теоретический ряд (в морфологическом понимании) убывающей морфологической значимости. Этот ряд играет важную роль для морфогенетических концепций.

Ниггли (Niggli, 1926), Клебер (Kleber, 1954), Гартман и Пердок (Hartman, Perdok, 1955) придают решающее значение в формировании морфологии кристалла не ретикулярной плотности, а силе связи в рядах решетки (ребрам кристаллов). В большинстве случаев эти ряды соответствуют отрезкам граней с максимальной плотностью. Таким образом, обе точки зрения, возникшие в ходе дискуссии о взаимосвязи внутренней структуры и внешней формы кристалла, дополняют одна другую.

Симметрия структуры и симметрия внешней формы кристалла обычно находятся в соответствии. Однако имеются и исключения, представленные, согласно Клеберу, двумя типами. В одних случаях симметрия внешней формы индивида выше его структурной симметрии, в других случаях ниже (*гиперморфность* или *гипоморфность* соответственно). Например, баритокальцит $CaBa(CO_3)_2$ гиперморфен. Его кристаллы обладают симметрией $2/m$, в то время как его структура относится к пространственной группе $2P$ (см. приложение 3). С другой стороны, куприт Cu_2O служит хорошим при-



Фиг. 11. Примитивная (*а*), объемноцентрированная (*б*) и гранецентрированная (*в*) кубические решетки и соответствующие формы кристаллов.

мером гипоморфности. Симметрия внешней формы этого минерала более низкая [43], чем симметрия его структуры (*Pn* 3*m*). Другим примером являются нашатырь NH_4Cl (43 и *Pm* 3*m*) и сера (222 и *Fddd*). В общем случае это объясняется абсорбцией других веществ в период кристаллизации подобных минералов.

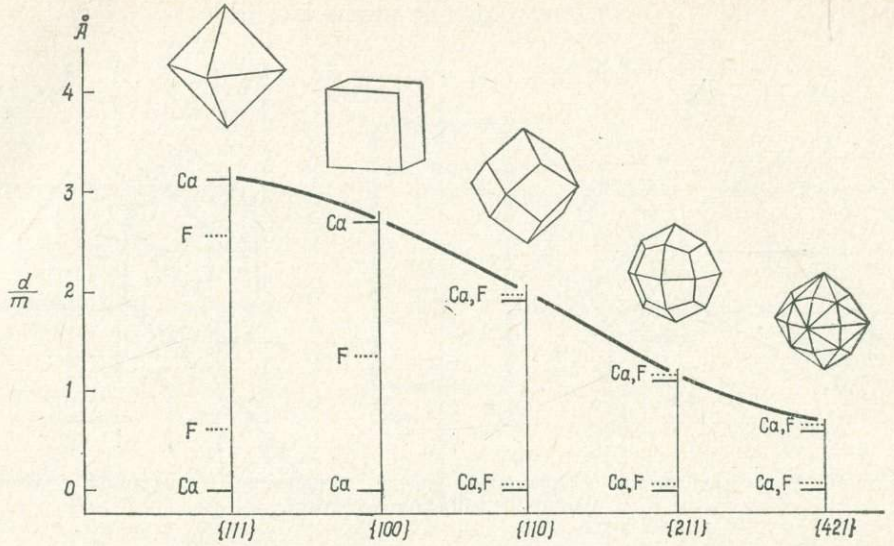
Простые формы, развитые на кристаллах минералов, могут варьировать, что приводит к изменению общего облика или габитуса кристалла. Габитус кристалла определяется доминирующими простыми формами и при одной и той же структуре минерал может обладать различным габитусом. Основными причинами, влияющими на изменение габитуса кристаллов, служат, с одной стороны, особенности кристаллической структуры, а с другой — влияние на процесс кристаллизации окружающей среды. Минералы, характеризующиеся одним и тем же типом кристаллической структуры, могут приобретать различный габитус лишь вследствие разных размеров элементарных ячеек и соотношений атомных радиусов вне связи с воздействием других факторов.

Изменение габитуса минералов может быть следствием кристаллизации в различных условиях. На фиг. 12 показана зависимость габитуса кристаллов флюорита от изменения в процессе кристаллизации межплоскостных расстояний d/m (или ретикулярных плотностей) в соответствующих простых формах (по Н. З. Евзиковой). Важную роль в изменении габитуса кристаллов минералов играет степень пересыщения растворов и избирательная абсорбция примесей.

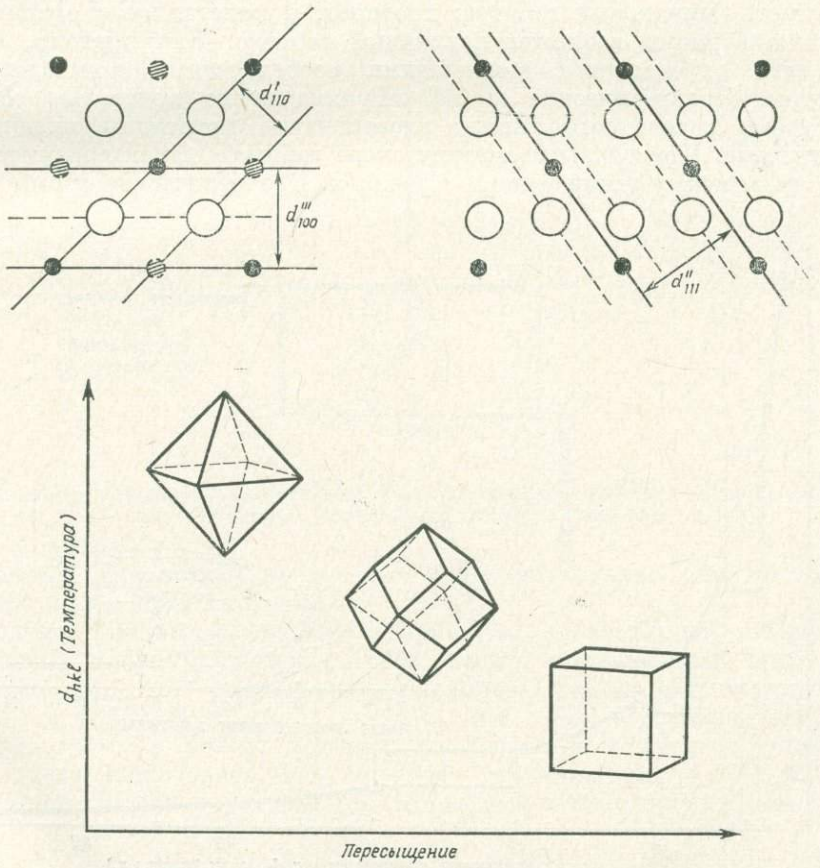
Существует обратная зависимость между степенью пересыщения питающих сред и межплоскостным расстоянием кристаллизующихся минералов. Последние представляют расстояния между так называемыми элементарными слоями или параллельными сетками. На фиг. 13 приведена проекция кристаллической структуры флюорита с плоскостями (100) и (110) и показаны три основных типа элементарных слоев — d', d'' и d'''. Морфологическое значение этих слоев выражается символом $d' - d''' - d''$. Таким образом, несмотря на более высокую ретикулярную плотность элементарного слоя d_{100} по сравнению с плоскостью слоя d_{110}, последний морфологически более важен. Таким образом, последовательное развитие формы кристалла должно протекать по схеме, показанной в нижней части фиг. 13. С тремя основными типами элементарных слоев в общем случае могут быть связаны морфологические особенности граней — образование граней типа *F* (плоских), *S* (ступенчатых) и *K* (угловатых) по терминологии Гартмана и Пердока.

Уэльс, Шафрановский и Михеев связывают внешнюю форму кристаллов не только с их структурой, но также с взаимодействием между атомами, слагающими различные грани кристалла, и атомами, находящимися в растворе. Согласно Шафрановскому, в активной (щелочной или кислой) среде доминирующую энергетическую роль играют либо катионы, либо анионы, в то время как в нейтральной среде оба сорта ионов равнозначны. При кристаллизации хлористого натрия из нейтральных растворов образуются кубические кристаллы, тогда как при его образовании из активных растворов получаются октаэдры. В первом случае ионы Na и Cl равноценны по своему значению и кристаллическую решетку можно считать псевдопримитивной. Во втором случае ионы не эквивалентны и проявляется гранецентрированный характер кристаллической структуры.

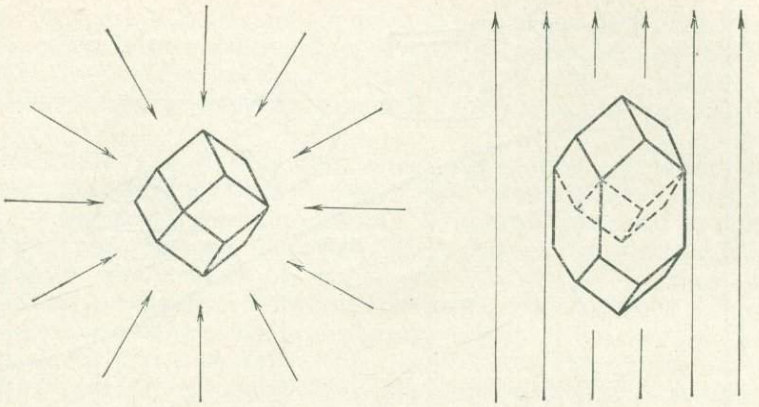
В 1894 г. П. Кюри показал, что во внешней форме кристалла сохраняются лишь общие элементы симметрии кристалла и питающей среды. Шафрановский в 1954 г. распространил эту гипотезу на все возможные случаи роста кристаллов — на рост кристаллов из растворов, из расплавов, а также на субстрате. На фиг. 14 показаны две возможные схемы роста кристаллов в зависимости от симметрии питающей среды.



Ф и г. 12. Последовательное изменение формы кристаллов флюорита в зависимости от межплоскостного расстояния d/m (видоизменено по Н. З. Евзиковой).

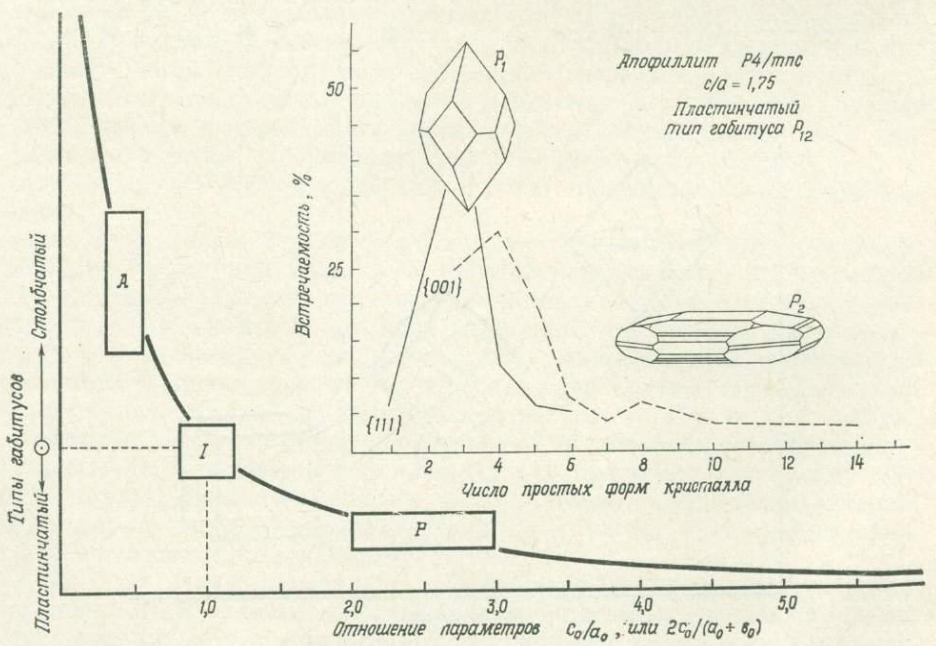


Ф и г. 13. Типы элементарных слоев и последовательное изменение формы кристаллов флюорита в зависимости от пересыщения среды.

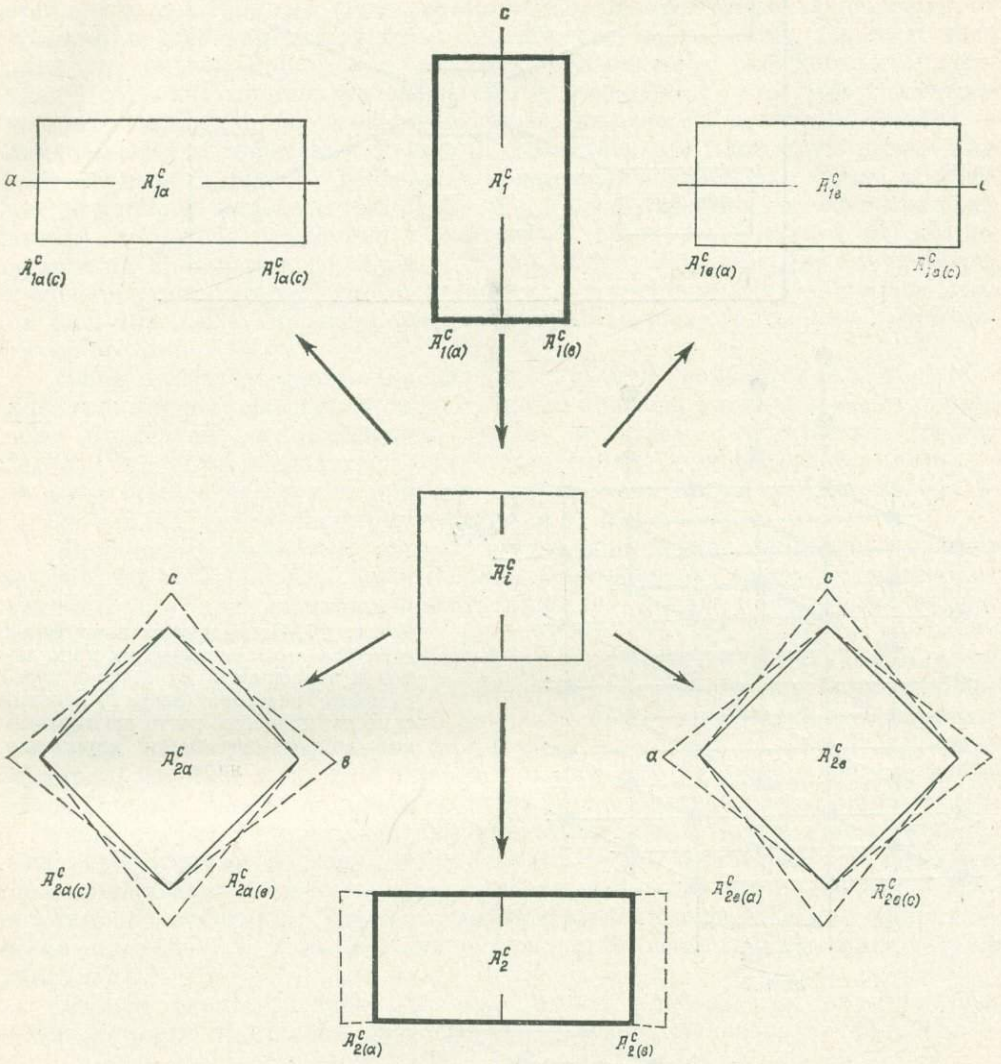


Фиг. 14. Рост кристаллов в питающей среде, обладающей различной симметрией (по И. И. Шафрановскому).

Различают следующие типы габитуса кристаллов: призматический, (ди) пирамидальный, изометрический, пинакоидальный (пластинчатый или таблитчатый). Минералы с различными простыми формами кристаллов могут иметь одинаковый габитус; наоборот, у кристаллов с одинаковыми внешними формами возможен различный габитус. Как правило, габитус кристаллов определяется важнейшими особенностями кристаллической структуры. Призматические и (ди) пирамидальные кристаллы обладают структурами цепочечного типа, а пластинчатые кристаллы имеют слоистое строение. Кристаллы изометрического габитуса характеризуются промежуточным между этими типами строением. Изометрические формы обычно



Фиг. 15. Зависимость главных типов габитуса кристаллов (столбчатого А, изометрического I и пластинчатого Р) от отношения параметров c_0/a_0 (или $2c_0/a_0 + b_0$) и изменения генетических типов габитуса апофиллита (на вставке).

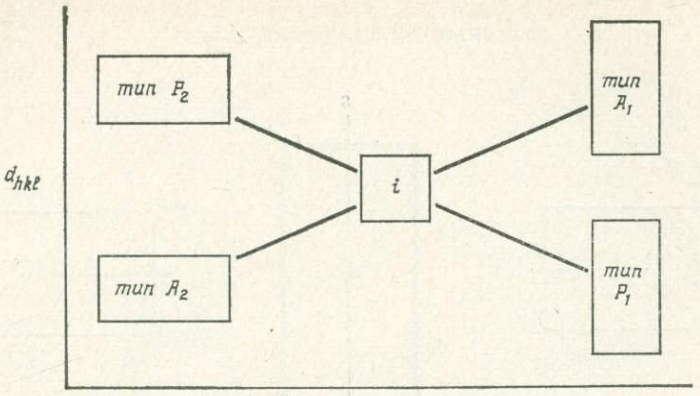


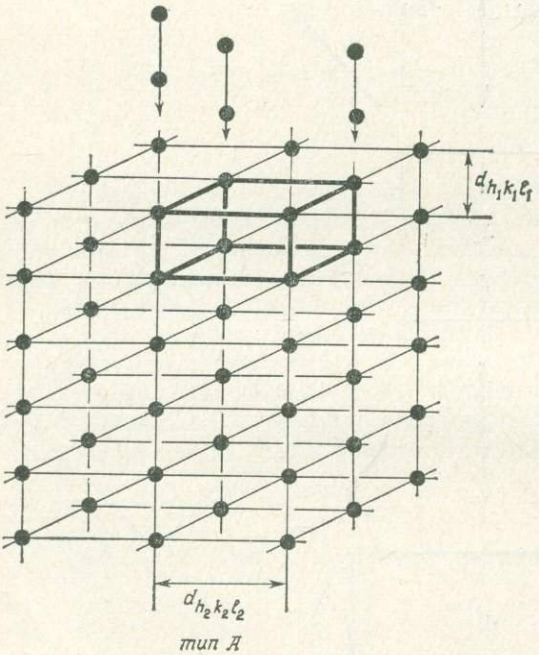
Ф и г. 16. Изменение габитуса призматических кристаллов низших сингоний примитивной структуры, удлиненных по оси *c* (тип A^c).

возникают в кристаллах кубических сингоний, однако они могут быть и в кристаллах иных сингоний.

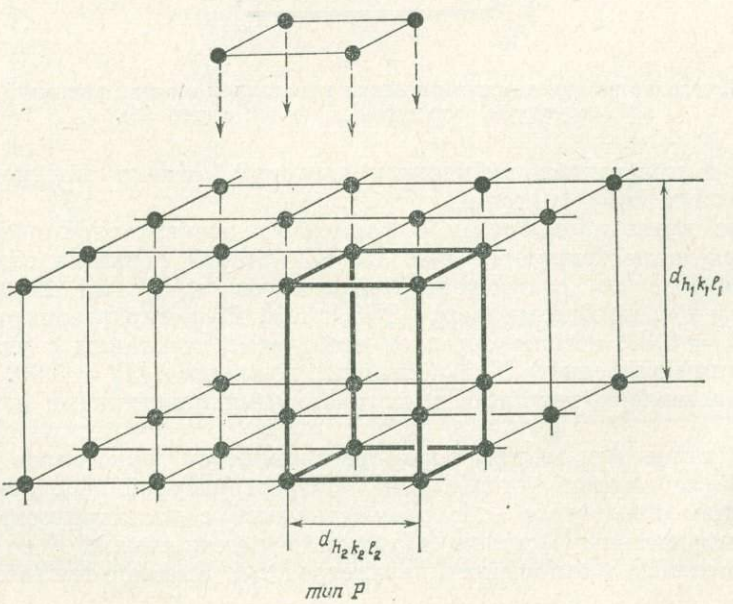
Габитус кристаллов связан с формой их элементарной ячейки. Эти соотношения иллюстрируются фиг. 15, на которой показана зависимость типов габитусов от соотношений параметров c_0/a_0 или $2c_0/(a_0 + b_0)$, $2b_0/(a_0 + c_0)$ и т. д. Так, миллерит (NiS, симм. $R3m$) характеризуется величиной $c_0/a_0 = 0{,}33$, обычно образует игольчатые кристаллы с удлинением по оси *c*. Для молибденита MoS_2 ($P6_3/mmc$) величина $c_0/a_0 = 3{,}90$. Его кристаллы представлены плоскими гексагональными пластинками или чешуйками.

По величине отношения параметров габитусы кристаллов делят на 3 типа: *призматический* (столбчатый) A со структурой цепочечного типа и отношением параметров <1; *изометрический* с изометрическим I или псевдоизометрическим (I) типом структуры и *пластинчатый* P со структурой слоистого типа и отношением параметров >1. Вместе с тем габитус кри-





Ф и г. 17. Изменение главных типов габитуса анизометрических кристаллов в зависимости от степени пересыщения раствора (вверху) и зависимость процесса роста от нарастания на одномерные и двумерные ядра.



сталлов с однотипными структурами может изменяться в зависимости от условий образования. Например, молибденит наблюдается также в виде дипирамидальных кристаллов, имеющих тенденцию к столбчатому развитию. Пластинчатый габитус обозначается символом P_2 как для рассматриваемого минерала, так и для подобных случаев, а дипирамидальный — символом P_1, с индексами 2 или 3, добавляемыми для «двумерных» или «одномерных» подтипов. Тенденция к изменению внешнего облика обозначается двойным индексом (например, P_{21} в рассмотренном случае с молибденитом). Обратная тенденция обозначается символом P_{12}, что иллюстрируется на примере апофиллита (фиг. 15, вверху справа). Другие примеры изменения типа габитуса при постоянстве кристаллических форм приведены на фиг. 102 и 221. На них показаны кристаллы изометрического и призматического типа.

Типы габитуса кристаллов низших сингоний (ромбической, моноклинной, триклинной) обозначаются добавочным индексом, показывающим, какие оси участвуют в изменении типа габитуса. Антимонит ($pbnm$, $2c_0/(a_0+b_0)=0{,}34$) обладает призматическим типом A^c; эпидот ($p2_1/m$, $2b_0/(a_0 + c_0) = 0{,}59$) относится к призматическому типу A^b; гипс ($A2/n$, $2b_0/(a_0 + c_0) = 2{,}65$) к пластинчатому типу p^b и т. д.

Возможные изменения габитуса кристаллов низших сингоний показаны на фиг. 16. Символы A, I, (I) и P, дополненные сверху индексом, подчеркивают структурную анизометричность кристалла, тогда как нижний индекс характеризует тенденции в развитии габитуса. Так, $A_{1(a)}^c$ обозначает кристалл, удлиненный по оси c, имеющий наряду с этим тенденцию к заметному развитию в направлении оси a. Символ A_{1a}^c характеризует удлинение по оси a; $A_{1a(c)}^c$ — то же самое, но с дополнительной тенденцией к удлинению по оси c. Символ A_{2a}^c означает таблитчатый кристалл, развитый перпендикулярно оси a, и т. д. Для пирамидального или бипирамидального габитуса нижний индекс может дополняться диакритическим знаком: A_1^c — в случае острых бипирамидальных кристаллов, и A_2^c — для тупых бипирамид. Аналогичным образом черта символизирует кристаллы с отчетливым пинакоидальным габитусом. В тех случаях, когда габитусные формы развиваются под некоторым углом к главным кристаллографическим направлениям индивида, в качестве нижнего индекса используется символ (hkl) или (uvw).

Общая схема развития главных типов кристаллических габитусов в зависимости от степени пересыщения раствора показана на фиг. 17.

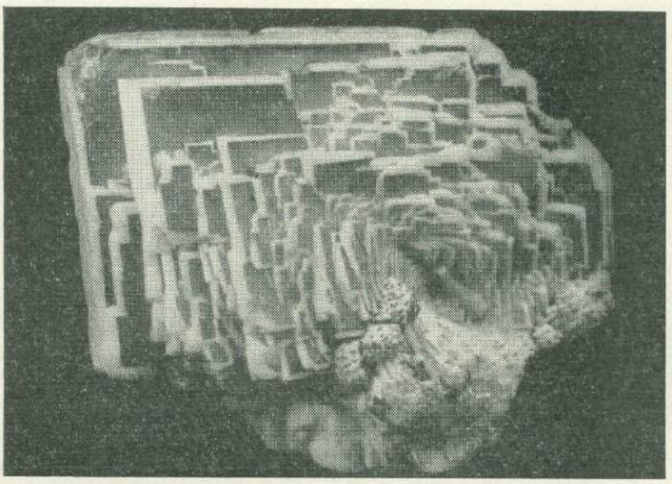
МИНЕРАЛЬНЫЕ АГРЕГАТЫ

Помимо единичных индивидов минералы часто образуют сростки из двух или более кристаллов. В подобных сростках кристаллы имеют закономерную или неправильную взаимную ориентировку. В первом случае сростки называются *двойниками*, во втором — *кристаллическими агрегатами*. Двойникование обычно имеет место на ранних стадиях кристаллизации, при срастании двух или более кристаллических индивидов. При этом их закономерная ориентировка относительно главных кристаллографических направлений (плоскостей решетки) обычно сохраняется.

Два индивида, составляющие двойник, могут быть получены один из другого путем отражения в плоскости (*двойниковая плоскость*) или при повороте на 180° вокруг оси (*двойниковая ось*). Для большинства двойников характерны входящие углы (фиг. 33). Обычно встречаются двойники двух типов — *срастания* и *прорастания*. В некоторых случаях двойникование приводит к имитации кристаллов более высокой симметрии (*миметические двойники*, фиг. 414). Двойники образуются также при полиморфных превращениях; под влиянием направленного давления возникают двойники скольжения.

Агрегаты большей частью представляют собой неориентированные скопления кристаллов. В таких случаях они называются *сростками*. Часто кристаллы обнаруживают тенденцию к параллельному срастанию (фиг. 18). Подобные срастания возможны для кристаллов различных минералов (*эпитаксия*), например кианита и ставролита. Это объясняется сходством кристаллических структур и параметров решеток.

Форма минеральных агрегатов в значительной степени зависит от формы отдельных кристаллов. В тех случаях, когда размеры кристаллических



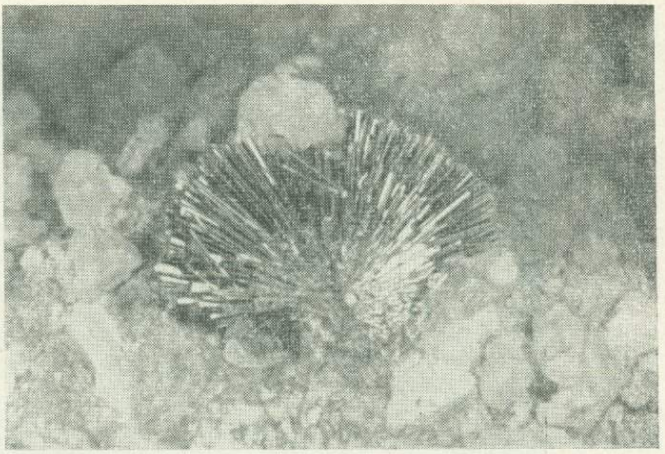
Фиг. 18. Сросток зональных кристаллов барита из Македонии ($^4/_5$ натуральной величины).

зерен одинаковы, они называются *зернистыми*; среди них различают крупно-, средне- и мелкозернистые. Последние образуют *плотные* агрегаты, в которых отдельные зерна неразличимы невооруженным глазом.

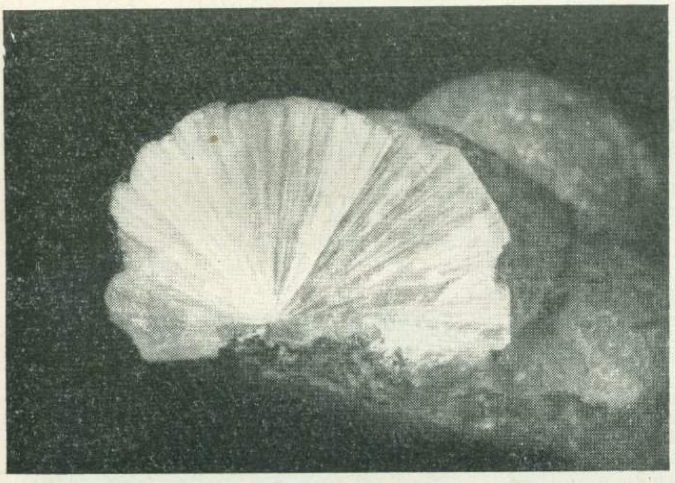
Если отдельные кристаллы удлинены, в соответствии с их общим видом они называются столбчатыми (или призматическими), удлиненно-призматическими, игольчатыми или волокнистыми. Им отвечают агрегаты *параллельного* или *лучистого* строения (фиг. 19). Кристаллы таблитчатого (или пластинчатого) облика образуют *листоватые* или *слюдистые* агрегаты при неориентированном расположении и радиальнолучистые, если они расходятся из одного центра (фиг. 20), или *концентрические* в тех случаях, когда они огибают центр, подобно розеткам (фиг. 21). *Сферолиты* представляют собой сферические или эллипсоидальные тела различного размера, образованные тонкими, расходящимися из центра волокнами. Скопления сферолитов образуют *оолитовые* или *пизолитовые* агрегаты (фиг. 22), сложенные в первом случае более мелкими стяжениями, чем во втором. В определенных условиях такой типично изометрический минерал, как пирит (фиг. 54), также встречается в виде сферолитов.

При образовании лучистого агрегата или сферолита сохраняются лишь такие кристаллические зародыши или мелкие кристаллики, максимальное удлинение которых ориентировано перпендикулярно поверхности субстрата (фиг. 23 и 24).

На поверхности или по трещинам пород и минералов часто образуются своеобразные древовидные (*дендритовые*) поликристаллические агрегаты (фиг. 25). Они обычно служат показателями быстрой кристаллизации.

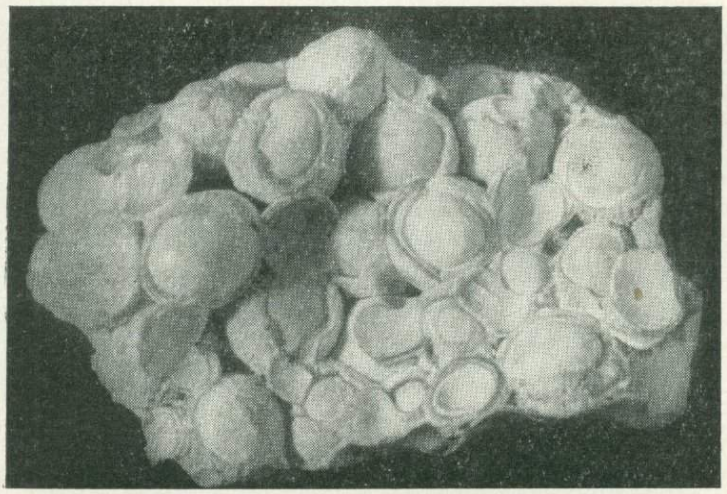


Ф и г. 19. Радиально-лучистый агрегат игольчатых кристаллов антимонита из восточных Балкан (×8).

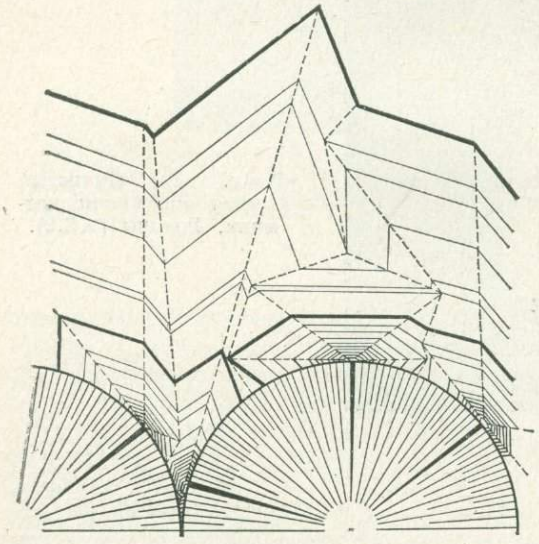


Ф и г. 20. Лучистый агрегат пластинок десмина, Родопы (×3,2).

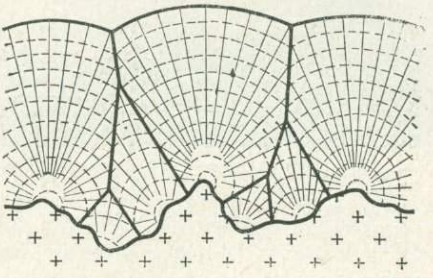
Ф и г. 21. Розетки гематита (железная роза), Альпы (Ниггли — Кенигсбергер —Паркер) ($^4/_5$ натуральной величины).



Фиг. 22. Оолитовый агрегат арагонита (×1,6).



Фиг. 23. Схема нарастания кристаллов кварца на радиальные агрегаты халцедона (по Лемлейну).



Фиг. 24. Групповой рост сферолитов (по Д. П. Григорьеву).

В открытых полостях из стекающих минерализованных растворов осаждаются *сталактитовые* (фиг. 26), *гроздевидные*, *сосцевидные* или *почковидные* агрегаты (фиг. 27). Такие агрегаты называются коллоформами или колломорфными, так как они внешне аморфные и часто образуются из коллоидных суспензий.

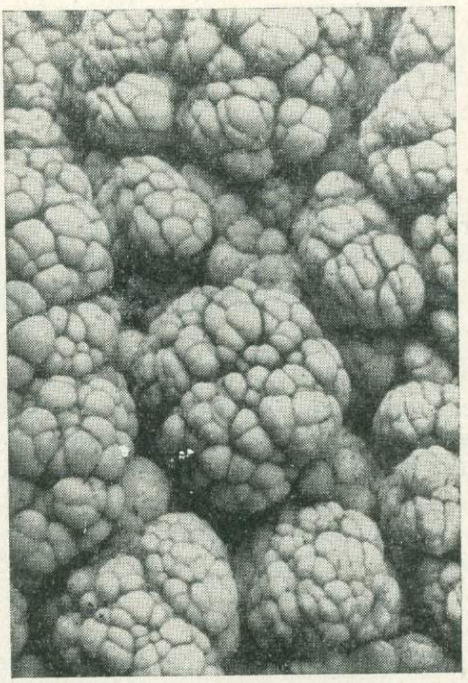
Помимо основных типов минеральных агрегатов, имеются их разновидности, наименования которых отражают внешние особенности этих агрегатов, например звездчатые, сетчатые, ячеистые, шлаковидные, кораллообразные, землистые.

Для выяснения генезиса минералов может быть привлечен не только габитус кристаллов, но и характер минеральных агрегатов. Например,

сталактиты, согласно Д. П. Григорьеву, иногда можно использовать в качестве «минералогических отвесов», что позволяет судить о движении земной коры. Подобным образом могут использоваться полосчатые агрегаты халцедона в жеодах, найденных в вулканических породах.

Фиг. 25. Дендриты окислов марганца.

Фиг. 26. Сталактитовые агрегаты окислов железа.



Фиг. 27. Почковидные агрегаты арагонита, Родопы (по Желязковой).

УДЕЛЬНЫЙ ВЕС

Удельный вес представляет отношение веса вещества к весу равного объема воды при 4° С. Как величина относительная эта константа не имеет размерности. Если вес минерала в воздухе [1] равен p *г*, а в воде (при 4° С) p_1 *г*, то его удельный вес определяется формулой

$$G = \frac{p}{p - p_1}, \text{ где } p - p_1 \text{ — вес вытесненной воды.}$$

В качестве синонима удельного веса часто употребляется понятие *плотность*. Однако эта величина представляет собой массу вещества, приходящуюся на единицу объема. Плотность выражается в определенных единицах измерения (обычно в *г/см*^{3}).

Плотность вещества может быть вычислена исходя из молекулярного веса (M), количества молекул в формуле (Z)[2] и объема элементарной ячейки (V), выраженного в ангстремах (1 Å = 10^{-8} *см*). Она определяется по формуле $G = ZM/NV$, где N — число Авогадро ($1/N = 1{,}6502$). Объем элементарной ячейки для различных сингоний вычисляется на основании констант решетки по следующим формулам:

Триклинная	$V = a_0 b_0 c_0 \sqrt{1 - \cos^2\alpha - \cos^2\beta - \cos^2\gamma + 2\cos\alpha \cdot \cos\beta \cdot \cos\gamma}$
Моноклинная	$V = a_0 b_0 c_0 \sin\beta$
Ромбическая	$V = a_0 b_0 c_0$
Гексагональная и тригональная	$V = a_0^2 c_0 \sin 60°$
Тетрагональная	$V = a_0^2 c_0$
Кубическая	$V = a_0^3$

Например, галит NaCl обладает кубической элементарной ячейкой с размером ребра $a_0 = 5{,}64$ Å и количеством единиц в формуле $Z = 4$. Молекулярный вес этого соединения будет равен 23,00 (Na) + 35,5 (Cl) = = 58,5. Согласно вышеприведенному уравнению, его удельный вес

$$G = \frac{4 \cdot 58{,}5 \cdot 1{,}6502}{179 \cdot 406} = 2{,}16.$$

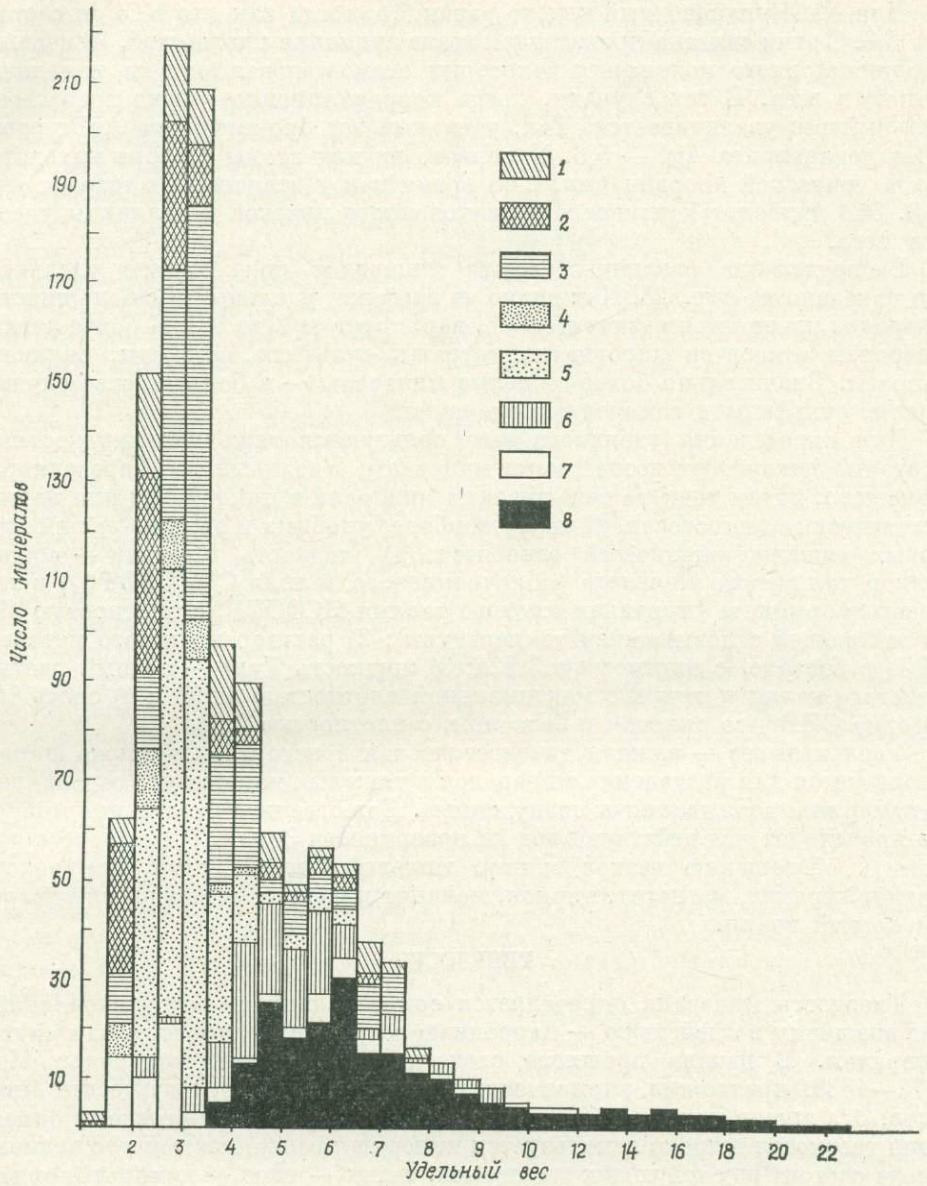
Удельный вес минерала зависит от его химического состава и типа кристаллической структуры. В случае изоструктурных минералов при замещении в них более легких атомов на более тяжелые следует ожидать возрастания удельного веса. Примером этого могут служить следующие карбонаты:

		Уд. в.	Атомный вес катиона
Кальцит	$CaCO_3$	2,71	40,1
Сидерит	$FeCO_3$	3,96	55,9
Смитсонит	$ZnCO_3$	4,13	65,4
Отавит	$CdCO_3$	4,96	112,4

Однако из этого правила имеются исключения, связанные с особенностями внутреннего строения минералов. Так, например, удельный вес галита

[1] Точнее, в пустоте.— *Прим. перев.*

[2] Так называемое число «формульных единиц».— *Прим. перев.*



Ф и г. 28. Диаграмма распределения минералов по удельному весу.
1 — карбонаты и нитраты; *2* — сульфаты и хроматы; *3* — фосфаты, арсенаты и ванадаты; *4* — бораты; *5* — силикаты; *6* — окислы; *7* — галогениды; *8* — сульфиды и самородные элементы.

2,16, а изоструктурного с ним сильвина KCl — 1,98, хотя атомный вес Na 23,00, а K — 39,1. Это вызвано различной упаковкой атомов в структуре рассматриваемых минералов, более плотной в случае NaCl. Мерой плотности структуры служит *упаковочный индекс* (*D*). Его значение определяется отношением [1]

$$D = \frac{\text{объем ионов}}{\text{объем элементарной ячейки}} \cdot 10.$$

[1] Отношение объема ионов к объему элементарной ячейки, выраженное в процентах, носит название «коэффициента упаковки».— *Прим. перев.*

Для NaCl упаковочный индекс равен 6,4, тогда как для KCl он составляет 5,6. С этим связана приведенная выше аномалия плотностей. Изменение координационного положения некоторых атомов может вызвать изменение удельного веса. В тех случаях, когда координационное число возрастает, удельный вес увеличивается. Так, удельный вес бромаргирита AgBr равен 5,9, а иодаргирита AgI — 5,6. У первого из них атомы серебра находятся в октаэдрической координации, в то время как у второго — в тетраэдрической. Это приводит к изменению упаковочного индекса и величины удельного веса.

Распределение различных групп минералов по величине удельного веса показано на фиг. 28. Как видно из графика, удельный вес большинства минералов изменяется незначительно, варьирует от 2 до 3,5. К более легким минералам относятся карбонаты, нитраты, сульфаты, фосфаты, силикаты и бораты. Значительно более тяжелые минералы — в большинстве случаев окислы, сульфиды и самородные элементы.

Для определения удельного веса пользуются тяжелыми жидкостями, в которые погружают исследуемые минералы. Удельный вес определяется, кроме того, путем точного взвешивания минерала в пикнометре или на гидростатических микровесах. К числу наиболее удобных и широко распространенных тяжелых жидкостей относятся: 1) жидкость Клеричи — водный раствор таллиевого мелоната (яблочнокислого таллия $CH_2(COOTl)_2$) и таллиевого формината (муравьинокислого таллия HCOOTl), с плотностью 4,25 (возрастающей с повышением температуры); 2) раствор иодистого метилена CH_2I_2 в бензоле, с плотностью 3,324; 3) жидкость Туле — водный раствор иодистого калия и ртути, с максимальной плотностью 3,196 и 4) смесь бромоформа $CHBr_3$ со спиртом и бензолом, с плотностью 2,88.

Удельный вес — важная диагностическая константа. Он также широко используется для разделения минералов в тяжелых жидкостях, основанного на принципе «всплывания и погружения». Естественное разделение минералов происходит под действием вод на поверхности Земли. Этот процесс приводит к обогащению песков такими тяжелыми минералами, как золото, платина, хромит, магнетит, циркон, монацит и гранат, оседающими быстрее, чем легкий кварц.

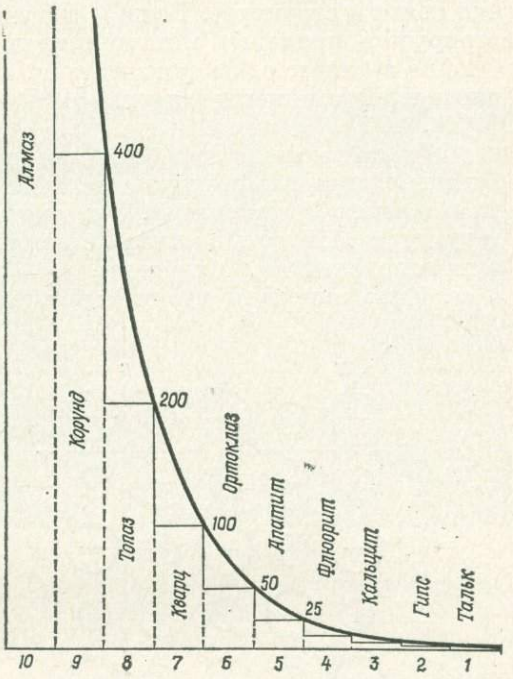
ТВЕРДОСТЬ

Твердость минерала определяется сопротивлением, которое он оказывает внешнему воздействию — царапанью острым инструментом или другим минералом. В начале прошлого столетия австрийский минералог Моос (1772—1839) предложил эмпирическую шкалу [1] твердости из десяти минералов. Эта шкала наряду с более сложными современными методами определения твердости широко используется минералогами до настоящего времени. Шкала состоит из следующих минералов: тальк — гипс — кальцит — флюорит — апатит — ортоклаз — кварц — топаз — корунд — алмаз. Последний минерал самый твердый, первый наиболее мягкий. Исследование минералов шкалы количественными методами показало, что их твердость закономерно изменяется в геометрической прогрессии. Если твердость седьмого члена шкалы (кварца) принять за 100 (фиг. 29), то знаменатель этой прогрессии близок к двум, однако твердость алмаза превышает твердость корунда более чем вдвое.

В отличие от удельного веса, представляющего собой скалярную величину, твердость является типичным векторным свойством, зависящим от направления. Классическим примером такого рода изменения служит кианит (дистен). По направлению спайности, параллельной удлинению, твердость этого минерала равна 4, а перпендикулярно удлинению — 6,5. Однако твер-

[1] Получившую название шкалы Мооса.— *Прим. перев.*

дость, так же как удельный вес, зависит от плотности кристаллической структуры. Минералы одинакового или сходного химического состава характеризуются более высоким удельным весом при наличии более плотной структуры. Такие структуры обычно построены из атомов малого размера. Минералы с подобными структурами относительно более твердые. В качестве примера приведем корунд Al_2O_3 и гематит Fe_2O_3, относящиеся к одному и тому же структурному типу. Твердость первого равна 9, а второго 6. Это согласуется с размерами ионных радиусов, составляющих для Al^{3+} 0,57 Å, а для Fe^{3+} 0,67 Å. Твердость двух полиморфных модификаций $CaCO_3$, кальцита, с удельным весом 2,42, и арагонита, с удельным весом 2,94, составляет соответственно 3 и 4. Этот пример также подчеркивает прямую пропорциональность твердости и плотности кристаллической структуры.



Фиг. 29. Зависимость значения твердости по Моосу и абсолютной твердости.

Заметное уменьшение твердости свойственно минералам, содержащим гидроксильные группы или молекулы воды. Характерным примером подобного изменения служат корунд Al_2O_3, диаспор AlOOH и гиббсит $Al(OH)_3$. Удельный вес в этом ряду минералов постепенно снижается от 4 до 2,4, в соответствии с чем изменяется также и твердость, равная 9, 7 и 3. Хорошим примером второго случая служит следующий ряд сульфатов:

		Твердость	Уд. в.
Гидроцианит	$CuSO_4$	3,5	3,65
Бонаттит	$CuSO_4 \cdot 3H_2O$	3	2,66
Халькантит	$CuSO_4 \cdot 5H_2O$	2,5	2,28
Бутит	$CuSO_4 \cdot 7H_2O$	2	2,1

Указанные выше вариации твердости обусловлены изменением кристаллической структуры. Например, переход корунда в гиббсит сопровождается превращением плотнейшей упаковки в слоистую структуру. Минералы со слоистой структурой обычно мягкие, как это видно на примере первого члена шкалы Мооса (тальк).

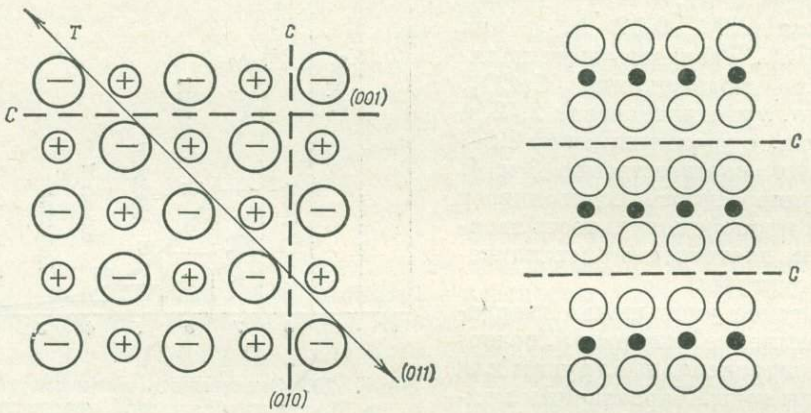
Для быстрого полевого определения минералов может использоваться перочинный нож (твердость 5,5) и ноготь (твердость 2,5). Минералы с твердостью 1 жирные на ощупь. Отсюда происходят синонимы талька — жировик или мыльный камень.

СПАЙНОСТЬ

Спайностью называется способность ряда минералов раскалываться по определенным кристаллографическим направлениям. Для минералов с хорошо развитой кристаллической огранкой эти направления соответствуют имеющимся или возможным граням кристалла. Спайность, аналогично

твердости,— типично векторное свойство. Она тесно связана с особенностями кристаллической структуры минерала. Раскол по плоскостям спайности обычно происходит перпендикулярно направлению наиболее слабых сил связи в структуре. Важное значение имеет также тип связи. Это иллюстрируется примером алмаза и сфалерита, структуры которых изотипны. Однако в алмазе связь ковалентная, а в сфалерите — ионная. Направление плоскостей спайности алмаза {111} изменяется поэтому в сфалерите на {110}.

В зависимости от того, насколько легко раскалываются минералы, различают следующие степени совершенства спайности: «совершенная», «хорошая», «ясная» и «неясная» [1]. В соответствии с симметрией кристалла и типом структуры спайность в минерале может проявляться по одному или нескольким направлениям. Минералы, обычно имеющие изометрический габитус, и особенно минералы кубической сингонии могут иметь спайность по трем



Ф и г. 30. Структура галенита и галита (слева), спроецированная на плоскость (100), показывающая направление плоскостей спайности (*C*) и трансляции (*T*). Справа — минерал со структурой слоистого типа (MoS_2). Показано направление совершенной спайности (*C*).

и более направлениям. Примером является спайность по кубу у галенита (фиг. 30). Призматические кристаллы, как правило, обладающие структурами цепочечного типа, могут иметь спайность в двух или более направлениях, которая обычно проявляется вдоль удлинения кристалла. Уплощенные или пинакоидальные кристаллы, имеющие чаще всего слоистые структуры, как правило, обладают совершенной или весьма совершенной спайностью в одном направлении — по пинакоиду.

Если поверхность, образующаяся при раскалывании кристаллов под действием механических сил, неправильная, она называется *изломом*. Излом может быть неровным, раковистым или полураковистым, занозистым, крючковатым, землистым. Эти термины характеризуют внешний вид поверхности излома (фиг. 31). Минералы, обладающие спайностью в одном направлении, могут иметь в других направлениях излом различного типа. Изучение поверхности излома и морфологии граней необходимо не только для дополнительной характеристики минералов. Оно позволяет установить явления последующего растворения и переотложения минералов.

Отдельность — это способность кристаллов раскалываться по неспайным направлениям. Она вызывается наличием ориентированных включений,

[1] В советской литературе принято различать «весьма совершенную», «совершенную», «среднюю» и «несовершенную» спайность.— *Прим. перев.*

является результатом полисинтетического двойникования, деформацией кристалла по действием стресса или другими нарушениями степени совершенства структуры кристалла. Так, совершенные кристаллы корунда не обладают ни спайностью, ни отдельностью. Проявление отдельности в корунде по {0001} может быть связано с замещением вдоль этого направления ионов двухвалентного кислорода одновалентным гидроксилом, происходившим в процессе роста кристалла.

Фиг. 31. Раковистый излом обсидиана (вулканическое стекло).

Среди механических деформаций в кристаллах различаются упругие и пластические. Упругие деформации возможны лишь в определенных пределах. Превышение этих границ приводит к разрушению кристаллов либо к возникновению пластических деформаций. Некоторые виды пластических деформаций тесно связаны с дислокациями в кристаллической решетке, происходящими вдоль определенных плоскостей. Такого рода *трансляции* в кристалле наглядно иллюстрируются с помощью колоды игральных карт. Если карты смещаются без изменения ориентировки, то возникают плоскостные скольжения. При сгибании колоды посредине имеет место осевая трансляция, а при ее скручивании — винтовое скольжение. Трансляция представляет собой относительное перемещение блоков кристаллической решетки без изменения их ориентировки. Однако в некоторых случаях имеет место изменение ориентировки обоих блоков. Подобные смещения вызывают образование *трансляционного двойникования.*

Трансляция, так же как спайность, относится к весьма важным свойствам кристаллов. Она позволяет выявить характер деформаций, которые испытывали минералы после своего образования. Явления трансляции могут быть использованы для интерпретации более широких геологических проблем.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

а. Преломление света и блеск

Преломление световых лучей кристаллами представляет собой наиболее важное их оптическое свойство. Это свойство является количественным выражением оптической плотности минералов и может использоваться для их диагностики. Количественной мерой лучепреломления служит *показатель преломления n.* В простейшем случае $n = \sin i / \sin r$, где i — угол падения луча света на поверхность прозрачного кристалла, а r — угол преломления, под которым лучи проникают внутрь кристалла.

Минералы, кристаллизующиеся в кубической сингонии, оптически *изотропны.* Они имеют только один показатель преломления. В таких кристаллах атомы равномерно распределены в трех взаимоперпендикулярных направлениях, вследствие чего попадающие в них лучи света распространяются с одинаковой скоростью во всех направлениях. Эта скорость обратно

пропорциональна показателю преломления. Последний характеризует степень деформации электронной оболочки атомов (электронной поляризации). Количественно электронная поляризация определяется как дипольный момент, возникающий при воздействии на атомы электрической составляющей светового луча. Соотношение между характером упаковки и показателем преломления хорошо иллюстрируется примером галита NaCl и сильвина KCl. Оба эти минерала изотропны, при этом галит имеет упаковочный индекс 6,4 и показатель преломления 1,544, а сильвин 5,6 и 1,490.

Когда световой луч проникает в кристаллы с более низкой симметрией, чем кубическая, он обычно раздваивается. Скорость распространения световых волн, движущихся в разных направлениях, неодинакова. Вследствие неравномерного распределения атомов по различным направлениям кристаллической структуры кристаллы оптически *анизотропны*. Два луча, возникающие в анизотропных кристаллах, поляризованы во взаимоперпендикулярных плоскостях. В минералах, кристаллизующихся в тетрагональной, гексагональной и тригональной сингониях, распределение атомов веретенообразное. Такие минералы имеют два показателя преломления n_e и n_o. Первый показатель соответствует лучам, колеблющимся вдоль главной оси симметрии. Второй — отвечает лучам, плоскость колебания которых перпендикулярна главной оси. В зависимости от характера кристаллической структуры n_e может быть больше или меньше n_o. Разность между этими показателями $n_e - n_o$ называется *величиной двупреломления* кристалла. Если $n_e > n_o$, кристаллы считаются *оптически положительными* (например, кварц SiO_2). Если $n_e < n_o$— кристаллы *оптически отрицательные* (например, кальцит $CaCO_3$). Величина двупреломления для лучей, распространяющихся вдоль главной кристаллографической оси, равна нулю. В этом направлении кристаллы изотропны. Такое направление называется *оптической осью*, а соответствующие кристаллы — одноосными.

У минералов, кристаллизующихся в ромбической, моноклинной или триклинной сингониях, имеются три (взаимоперпендикулярных) главных оптических направления. Показатели преломления кристалла для лучей света, колеблющихся вдоль указанных направлений, обозначаются n_p (наименьший), n_m (средний) и n_g (наибольший) [1]. В плоскости, которой соответствуют n_p и n_g, имеются два изотропных направления с показателями преломления, равными n_m. Угол между этими двумя направлениями — оптическими осями — называется углом оптических осей (2V). Такого рода кристаллы называются *двуосными*. Если n_g является острой биссектрисой угла оптических осей, кристаллы оптически положительны. Если острой биссектрисой служит n_p, кристаллы оптически отрицательны. Отношение между углом оптических осей и показателями преломления выражается уравнением

$$\operatorname{tg} V = \frac{n_g}{n_p} \sqrt{\frac{n_m^2 - n_p^2}{n_g^2 - n_m^2}}.$$

Показатели преломления кристалла изменяются в зависимости от длины волны световых лучей. Для синих лучей показатели преломления обычно

---

[1] Символы, принятые здесь для обозначения показателей преломления минералов являются векторами. Они характеризуют величины показателей *и* направления соответствующих колебаний. Обычно используются обозначения E и O вместо ε и ω и n_p, n_m и n_g (или n_X, n_Y и n_Z) вместо α, β и γ, а направления колебаний обозначаются как X, Y и Z.

[В советской литературе приняты обозначения n_e, n_o, n_p, n_m и n_g для величины показателей преломления и *Ne*, *No*, *Np*, *Nm* и *Ng* для направления колебаний.— *Прим. перев.*]

больше, чем для красных. Это явление называется *дисперсией показателя преломления*. Относительные величины главных показателей преломления также могут изменяться в зависимости от длины волны света. Это вызывает изменение величины угла оптических осей. В тех случаях, когда это изменение можно оценить, оно имеет важное диагностическое значение и обозначается знаком $r \gtrless v$ (т. е. 2V для красных лучей больше или меньше, чем для синих).

Оптические свойства анизотропных кристаллов зависят как от типа структуры, так и от упаковочного индекса. Наряду с последним оптические свойства анизотропных минералов определяются их структурным типом. Кристаллы слоистого строения, как правило, отрицательные и имеют более высокие показатели преломления вдоль направления плоских пакетов. Хорошим примером служит светлая слюда, мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Она имеет почти равные значения n_g и n_m (1,588 и 1,582) в плоскости спайности и заметно более низкие n_p (1,552) в перпендикулярном направлении при величине $(-)2V = 47°$. Из этого правила существуют исключения, связанные главным образом с избытком в составе минерала гидроксильных групп. Так, например, в оптически положительном брусите $Mg(OH)_2$ атомы водорода воздействуют на кислород, вызывая его поляризацию в направлении, перпендикулярном слоям структуры.

Кристаллы с цепочечной структурой обычно оптически положительны и имеют наиболее высокие показатели преломления вдоль направления цепочек. Показатель преломления n_g (1,667) в ромбическом пироксене энстатите $MgSiO_3$ располагается вдоль оси c, совпадающей с удлинением кремнекислородных тетраэдров в цепочке. Два других показателя n_m (1,666) и n_p (1,657) ориентированы перпендикулярно этому направлению и совпадают с кристаллографическими осями b и a. По удлинению цепочек степень поляризации (деформации) ионов проявлена более интенсивно. В связи с этим взаимодействие атомов с проходящими лучами света в этом направлении более сильное и показатель преломления выше.

Аренс (Ahrens, 1958) проводит параллель между показателем преломления и потенциалом ионизации. Последний он принимает за меру эффективной силы притяжения катионов. Кристаллы, содержащие катионы металлов с более высокими потенциалами ионизации, должны иметь более высокие показатели преломления. Это подтверждается на примере следующих изоструктурных минералов:

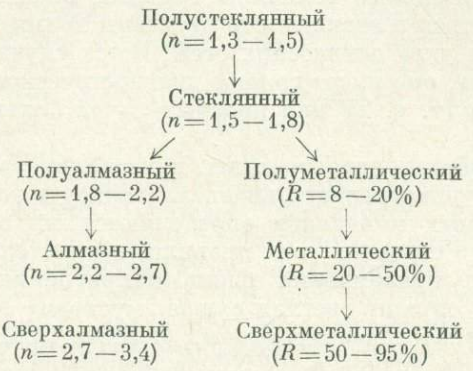
		n_o	n_e	Вторичный потенциал ионизации, *в*
Кальцит	$CaCO_3$	1,658	1,486	Ca — 11,9
Магнезит	$MgCO_3$	1,700	1,509	Mg — 15,0
Родохрозит	$MnCO_3$	1,816	1,597	Mn — 15,6
Сидерит	$FeCO_3$	1,875	1,633	Fe — 16,5

С показателем преломления минералов тесно связан их *блеск*. Зависимость между показателем преломления n и блеском на плоской поверхности кристалла выражается следующим уравнением:

$$R = \frac{(n-1)^2}{(n+1)^2} \quad \text{или} \quad R = \frac{(n-1)^2+n^2K^2}{(n+1)^2+n^2K^2},$$

где R — показатель отражения, K — коэффициент поглощения света для непрозрачных или слабопоглощающих кристаллов. Обычно блеск минералов прямо пропорционален показателю преломления. По А. С. Поваренных

(1959), различаются следующие разновидности блеска:



Около 70% всех минералов имеют стеклянный блеск. К ним относятся силикаты, фосфаты, карбонаты, нитраты, сульфаты и другие аналогичные соединения. Остальные 30% обладают алмазным или полуметаллическим, реже типичным металлическим блеском (особенно сульфиды, самородные элементы и некоторые окислы).

Характер блеска зависит от природы исследуемой поверхности. Так, например, кварц имеет стеклянный блеск на гранях кристалла и жирный блеск на изломе. Минералы с совершенной спайностью обнаруживают на соответствующих гранях перламутровый блеск. Скрытокристаллические агрегаты халцедона и опала имеют восковой, жирный или матовый блеск. Волокнистые агрегаты минералов со стеклянным блеском всегда кажутся шелковистыми.

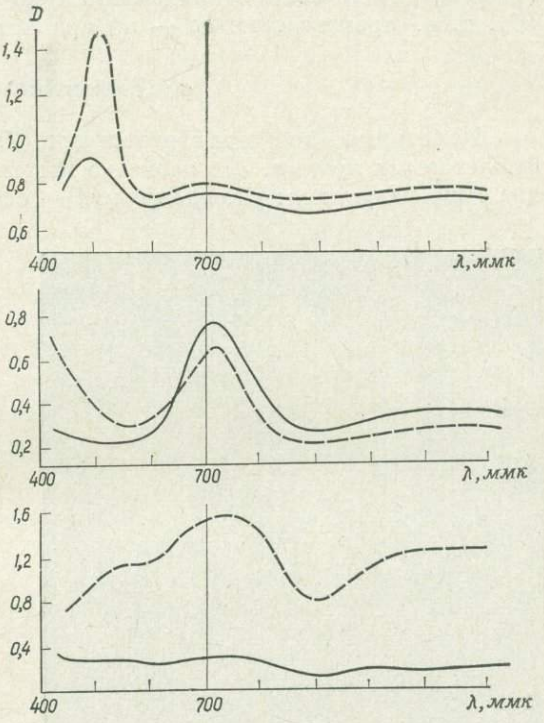
б. Цвет

Цвет представляет собой характерное свойство многих минералов и может использоваться для диагностических целей. Однако для ряда минералов цвет не связан с их внутренним строением, а зависит от примесей и других факторов. Поэтому его нужно использовать с осторожностью. Цвет минерала определяется химическим составом, кристаллической структурой и примесью других веществ.

Когда пучок лучей падает на поверхность минерала, он частично отражается, а частично проходит сквозь минерал. В зависимости от химического состава и кристаллической структуры минерала свет, проходящий через них, либо не поглощается совсем, либо поглощается в той или иной степени. Зависимость между интенсивностью света, падающего на минерал I_0, и интенсивностью света I, прошедшего в минерале расстояние d, выражается уравнением $I = I_0 e^{-kd}$, где e— основание натуральных логарифмов ($e = 2{,}718\ldots$) и k — коэффициент абсорбции. Если лучи света, проходящего через минерал, не поглощаются, то минерал совершенно прозрачен или бесцветен. Окраска минерала в проходящем свете определяется характером абсорбированной при этом части световых лучей. В минералах, содержащих такие элементы, как Fe, Cr, Mn, Co, Ni, Ti, Cu, U и другие, часть светового пучка задерживается. Такие элементы называются *хромофорами*. В подобных случаях важную роль играет валентное состояние элементов. Например, присутствие Fe^{3+} обусловливает желтую или красную окраску, Fe^{2+}— зеленую или отсутствие окраски, а совместное присутствие обоих ионов придает голубой до черного цвет (например, магнетит Fe_3O_4).

Металлы и сульфидные минералы, полностью поглощающие световые лучи, непрозрачны в тонких осколках. Цвет таких минералов проявляется на поверхности их кристаллов (поверхностный или отраженный цвет).

Важную отличительную особенность светопоглощающих кристаллов представляет вариация их окраски в зависимости от направления световых колебаний. Это изменение, называемое *плеохроизмом*, вызывается тем, что селективная абсорбция света неодинакова по различным направлениям кристалла. В минералах кубической сингонии, подобно аморфным веществам, абсорбция света во всех направлениях одинакова, в силу чего они не обладают плеохроизмом. Тетрагональные, гексагональные и тригональные минералы, характеризующиеся частичным светопоглощением, имеют различную степень абсорбции по направлению главной кристаллографической оси (по *Ne*) и перпендикулярны этой оси (по *No*). Схема абсорбции может быть либо $Ne < No$, либо $Ne > No$. В минералах, кристаллизующихся в низших сингониях, световой луч распадается на два, плоскости колебания которых ориентированы под прямым углом. Происходящая при этом абсорбция света различна по трем взаимоперпендикулярным направлениям *Np*, *Nm* и *Ng*. Схема абсорбции может быть следующей: $Np \geqslant Nm \geqslant Ng$.



Ф и г. 32. Спектры поглощения красного, зеленого и синего турмалина (по М. М. Сливко).

Степень дисперсности минералов также определяет природу цвета. Полупрозрачные минералы становятся бледнее при тонком размоле (например, темно-голубые кристаллы халькантита $CuSO_4 \cdot 5H_2O$), а бесцветные минералы — белыми. Полностью поглощающие минералы становятся черными (золото, серебро, платина). В зависимости от степени дисперсности минеральных зерен гематит Fe_2O_3 может быть черным, красным или желтым. В качестве надежного диагностического признака часто употребляется *черта* минерала (т. е. его цвет в порошке).

Окраска некоторых минералов, не содержащих ионов-хромофоров, обусловлена особенностями кристаллической структуры — присутствием в них добавочных анионов типа Cl^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-} и других. Примером такого «стереохроматизма» служит лазурит — природный аналог ультрамарина.

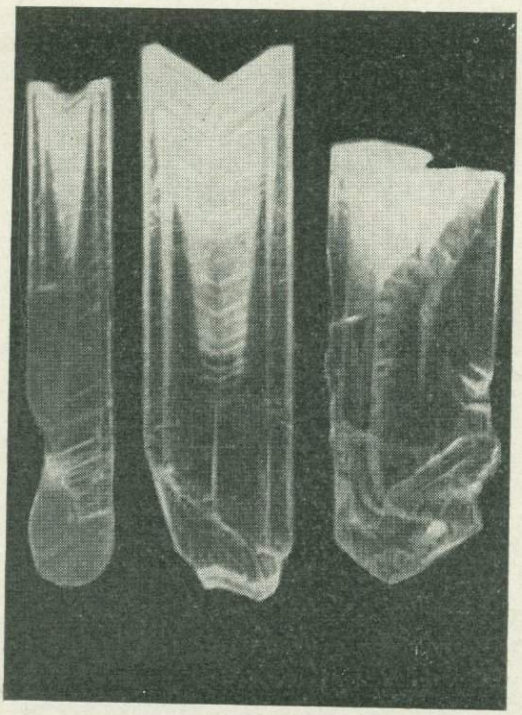
Окраска минералов, вызванная химическими или структурными факторами, называется идиохроматической. *Идиохроматическую* окраску следует отличать от *аллохроматической*, обусловленной наличием примесей. Последние могут варьировать по химическому составу, количеству и форме нахождения. В зависимости от этого минералы, сами по себе бесцветные, могут приобретать различную окраску. Следовательно, аллохроматическая окраска минералов не может являться диагностическим признаком. Например, каменная соль, галит, бесцветная по своей природе, может быть желтого, синего, красного, коричневого и других цветов. Некоторые из этих окрасок не связаны с присутствием чужеродных ионов, а вызываются активацией ионов под действием светового или других видов облучения.

Окраска некоторых минералов обусловлена явлениями интерференции или дифракции (*псевдохроматизм*). Примером служит игра цвета у опала, ирризация в синих или зеленых тонах у лабрадорита, пурпурно-фиолетовые цвета на поверхности борнита, усиливающиеся при окислении и т. д.

Для количественной оценки минералов используются спектры поглощения (фиг. 32), полученные путем спектрофотометрии. Химические элементы, слагающие минерал, имеют различные кривые поглощения. Эти кривые зависят также от характера атомов, окружающих хромофоры. На графике длины волн откладываются по абсциссе, а оптическая плотность (D), т. е. произведение kd — по ординате.

в. Люминесценция

Некоторые минералы светятся при облучении их катодными или ультрафиолетовыми лучами. Это свойство называется *люминесценцией*. Существует два типа излучения: *флюоресценция* — свечение минералов только в период облучения и *фосфоресценция*—послесвечение, продолжающееся по удалении источника облучения. Фосфоресценция — относительно редкое явление, встречающееся, например, в некоторых образцах арагонита и гипса. Флюоресценция минералов широко распространена. Она типична для кристаллов флюорита, чем обусловлено их название. Флюорит служит также примером *термолюминесценции*, свечения при нагревании, и *триболюминесценции* — свечения при раздавливании.



Фиг. 33. Зональная флюоресценция в двойниках кристаллов гипса (по Бауеру).

Цвет и интенсивность люминесценции обусловлены примесью чужеродных ионов, называемых *активаторами* или фосфорогенами. К их числу относятся Mn, Cr, Pb, Mo и др. Эти ионы замещают главные элементы в кристаллической структуре, которая благодаря этому становится дефектной. Они поглощают возбуждающее излучение и испускают видимый свет, более длинноволновый, чем прежний. В зависимости от характера примесей (люминофор) люминесценция минералов имеет различный цвет. Это свойство может использоваться в целях диагностики. В некоторых случаях наблюдается зональное или секториальное распределение люминесцентного излучения, связанное с накоплением активаторов вдоль зон роста (фиг. 33).

Тенебресценция представляет собой обесцвечивание или потемнение минералов под влиянием облучения. В этом отношении типичен гакманит (разновидность содалита $3NaAlSiO_4 \cdot NaCl$). На свежем изломе он розовый, но под действием дневного света быстро обесцвечивается. В темноте этот минерал вновь приобретает первоначальную розовую окраску. При облучении ультрафиолетовым светом гакманит становится темно-фиолетовым.

Однако при дневном свете эта окраска исчезает. Этот минерал люминесцирует оранжево-желтым светом, предположительно связанным с присутствием полисульфидных ионов. К числу люминесцирующих и тенебресцирующих минералов относится также бесцветный сподумен $LiAlSi_2O_6$. Его разновидность кунцит розового цвета, который зависит от содержания Mn или низкого отношения Fe/Mn.

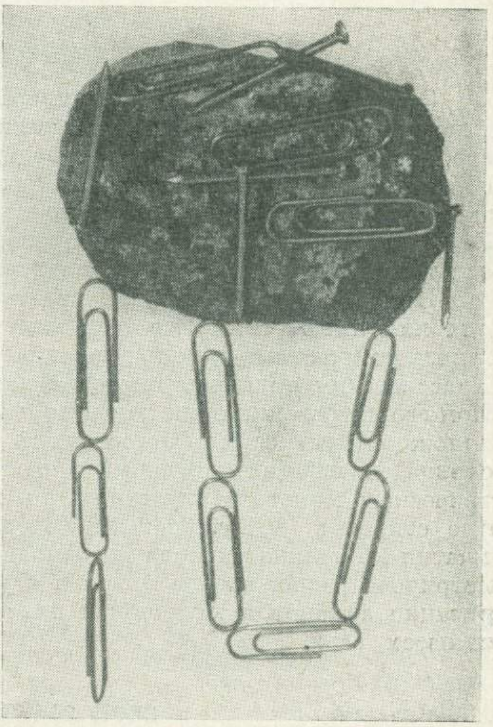
МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Уникальным примером минерала, обладающего природным магнетизмом, служит магнетит Fe_3O_4 и его разновидность маггемит. Эти минералы еще в древности использовались в необработанном виде как компас. Магнитные свойства имеют важное значение, так как они позволяют разделять минералы с помощью слабого полосового или подковообразного магнита. Минералы различаются по своему поведению в магнитном поле. Они намагничиваются в зависимости от величины магнитного момента единицы объема (намагниченности) M и напряженности магнитного поля H. *Магнитной восприимчивостью* χ называется отношение этих величин, т. е.

$$\chi = M/H.$$

Магнитная восприимчивость различных минералов варьирует и является векторным свойством.

В соответствии с магнитными свойствами минералы подразделяются на *диамагнитные*, *парамагнитные и ферромагнитные*. Диамагнитные минералы обладают незначительной отрицательной магнитной восприимчивостью. Они слегка отталкиваются магнитом. В качестве примеров минералов этой группы можно назвать кальцит, галит и металлические золото, серебро и висмут. В диамагнитных минералах спины отдельных электронов взаимно компенсированы, вследствие чего в них отсутствует остаточный магнитный момент. Диамагнитны минералы с ковалентным типом связи или содержащие ионы с конфигурацией благородных газов. В противоположность диамагнитным парамагнитные минералы содержат ионы, электроны которых обладают некомпенсированными спинами. Парамагнитные и ферромагнитные минералы характеризуются положительной магнитной восприимчивостью, более высокой для последних. Обе группы включают железосодержащие минералы, которые в различной степени притягиваются магнитом.



Ф и г. 34. Магнетит как природный магнит.

Зависимость магнитной восприимчивости от структурного типа видна на примере берилла и рутила: в первом из них слои ионов располагаются перпендикулярно оси шестого порядка, во втором цепочки ионов вытянуты

вдоль направления главной четверной оси. Величины магнитной восприимчивости этих минералов по направлению главных осей *c* и в перпендикулярном направлении (ось *a*) следующие:

	χ_a	χ_c
Берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	+2,76	+1,29
Рутил TiO_2	+10,5	+11,2

Намагничивание ферромагнитных минералов обусловлено параллельным расположением электронных спинов в ионах. Если соседние спины расположены антипараллельно, минерал является *антиферромагнитным* (например, манганозит MnO_2).

Магнитные свойства важны для разделения минералов с помощью электромагнита. Изменяя интенсивность магнитного поля, можно производить разделение не только парамагнитных и диамагнитных минералов, но и различных парамагнитных минералов.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Электрические свойства минералов преимущественно определяются типом связи. Минералы с металлическим типом связи, имеющие в структуре свободные электроны, электропроводны. Ионные и ковалентные минералы — полупроводники или изоляторы. Электропроводность, подобно магнитности, зависит от кристаллографического направления. Примером служит гематит Fe_2O_3, электропроводность которого значительно выше перпендикулярно оси третьего порядка, чем в параллельном ей направлении.

Непроводящие минералы, кристаллы которых лишены центра симметрии или имеют полярные оси, могут быть наэлектризованы нагреванием (*пироэлектричество*) или при механическом воздействии (*пьезоэлектричество*). Классическим примером пироэлектрического минерала является турмалин. При его нагревании один конец полярной оси третьего порядка приобретает положительный заряд (аналогичный полюс), а противоположный конец — отрицательный (антилогичный полюс). Классическим примером пьезоэлектрического минерала служит кварц. Пьезоэлектрический эффект был впервые открыт в 1881 г. братьями Пьером и Жаком Кюри при механическом сжатии кристаллов кварца по направлению полярных двойных осей. Асимметричное расположение ионов в структуре кристалла способствует поляризации анионов и катионов и накоплению противоположных зарядов на полюсах осей.

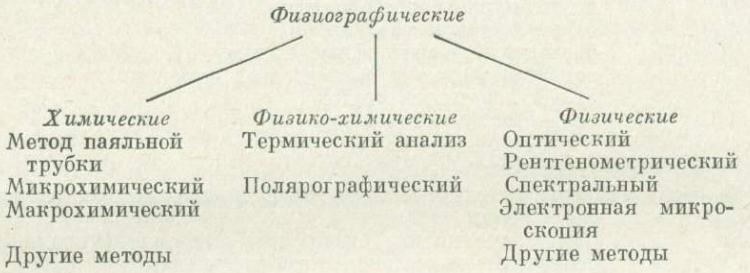
СВОЙСТВА ПОВЕРХНОСТИ

Для разделения минералов может использоваться еще одно их свойство — *смачиваемость*. Она характеризует склонность поверхности минерала покрываться водой. Это свойство широко используется при процессах обогащения руд для селективной флотации минеральных смесей. В соответствии со степенью смачиваемости минералы разделяются на *лиофильные* и *лиофобные*. Первые смачиваются легче, вторые с трудом. Лиофильные минералы, как правило, обладают ионным типом связи, лиофобные имеют металлические или ковалентные связи; эти свойства дают возможность отделения сульфидных минералов от несульфидных, алмаза от гранита и т. д.

Определение минералов

При определении и исследовании минералов применяются самые разнообразные методы. Прежде чем приступить к диагностике минерала, важно выяснить условия его нахождения в природе и сопутствующие ему минералы. Опытный исследователь может определить ряд минералов сразу или путем простых испытаний. Однако в ряде случаев даже квалифицированный минералог должен прибегать к специальным испытаниям или лабораторным исследованиям.

Наиболее распространенные методы диагностики и детального изучения минералов отражены на приводимой ниже схеме:



Физиографический метод включает морфологическое изучение хорошо окристаллизированных минералов; одновременно с этим исследуются такие физические свойства, как плотность, твердость, спайность, блеск, цвет, черта, магнитность и др. Характерны углы между гранями наиболее распространенных форм всех кристаллов, кроме кубических; эти углы могут также использоваться для определения минералов.

С помощью *паяльной трубки* определяется степень плавкости минералов. Условная шкала возрастающей плавкости включает шесть минералов, наиболее легкоплавкий из которых антимонит, далее халькопирит, альмандин, актинолит, ортоклаз и энстатит. При испытании на плавкость выявляется также летучесть минералов, окрашивание пламени некоторыми элементами (Cu — зеленое окрашивание, Li — красное, Na — желтое, K — фиолетовое, Ca — оранжевое, Sr — красное, Ba — желто-зеленое). С помощью паяльной трубки устанавливается, кроме того, наличие в составе минерала воды или летучих компонентов. Этот метод позволяет выявить и другие элементы. Например, сера, входящая в состав ряда минералов, определяется по реакции на «серную печень». Для этого растертый в порошок минерал смешивают с содой, играющей роль флюса, и прокаливают на пластинке древесного угля в пламени паяльной трубки. Сплавленную массу помещают на серебряную монету и смачивают водой. Появление коричнево-черной окраски сульфида серебра служит доказательством присутствия серы в минерале.

Для диагностических целей широко используется качественный *микрохимический анализ*, требующий незначительного количества материала. Простые характерные реакции, приводящие к образованию микрокристаллов, позволяют выявить ряд химических элементов. Испытания производятся на предметном стекле под поляризационным микроскопом. Минералы растворяются в азотной или соляной кислотах, либо в царской водке, а не-

растворимые минералы предварительно сплавляются с содой. Далее на раствор действуют определенными специфическими реагентами.

В процессе растворения минерала устанавливаются некоторые характерные особенности, раскрывающие химическую природу минерала. При растворении железосодержащих минералов с металлическим блеском растворы окрашиваются в оранжевый или ржаво-бурый цвет. Зеленый цвет раствора обусловливается присутствием меди или никеля, розовый — кобальта, красный — селена и т. д. Минералы без металлического блеска могут растворяться со вскипанием, выделяя углекислоту. Такие минералы относятся к классу карбонатов. Образование геля коллоидного осадка характерно для некоторых силикатов, красного осадка — для ванадатов, желтого — для вольфраматов и т. д.

Для определения наиболее распространенных химических элементов используются следующие химические реакции и реактивы:

а. С роданидом калия и ртути $K_2Hg(CNS)_4$

Ni	образует	белые до желтых сферолиты
Co	»	синие призмы и сферолиты
Zn	»	белые перистые кресты
Cd	»	бесцветные гемиморфные призмы
Cu	»	зеленовато-голубые моховидные агрегаты
Pb	»	белый зернистый осадок
Se	»	зеленовато-желтые зерна

б. С хлористым цезием CsCl

Fe	образует	золотисто-желтые октаэдры или пирамиды (анизотропные)
Co	»	светло-синие призмы
Sn	»	бесцветные мелкие октаэдры с высоким двупреломлением
Cd	»	бесцветные гексагональные бипирамиды
Cu	»	золотисто-желтые иглы
Au	»	мельчайшие бурые октаэдры
Bi	»	бесцветные ромбы
Sb	»	бесцветные шестиугольники и звездочки
As	»	бесцветные зерна и гексагональные пластинки
Te	»	лимонно-желтые изометрические кристаллы

Если к раствору, испытуемому на As, Sb и Bi, прибавить иодистый калий, образуются оранжево-красные гексагональные пластинки. В растворах, содержащих Pb, в этих же условиях образуются зеленовато-желтые гексагональные пластинки, а присутствие Hg вызывает появление красно-оранжевых кубов и игл. Для никеля специфической является реакция с диметилглиоксимом, при котором образуются малиновые иглы. Для определения PO_4^{3-} используется молибдат аммония, который образует с ним лимонно-желтые октаэдры. Аналогичные кристаллы этот реактив дает с AsO_4^{3-}. Для выявления натрия используется уранил-ацетат, образующий с ним желтые тетраэдры, а при взаимодействии того же реагента с Ba возникают квадратные пластинки. Испытание на кальций, стронций и барий выполняется с помощью разбавленной серной кислоты. При наличии кальция в этих случаях наблюдаются сферолиты гипса, а в присутствии стронция и бария — белый порошковатый осадок. Специфическим реактивом для серебра служит бихромат аммония, образующий с ним рубиново-красные триклинные кристаллы.

Микрохимические испытания очень чувствительны. С их помощью можно обнаружить присутствие в минералах некоторых элементов в количествах, исчисляющихся в микрограммах.

Макрохимический анализ в основном используется для определения количественного химического состава минералов. Его подробную характеристику можно найти в учебниках по аналитической химии. Количественный химический анализ незаменим для выяснения химической или кри-

сталлохимической формулы минерала. Последние вычисляются исходя из весовых процентов и атомных или молекулярных весов элементов или окислов, слагающих минерал. Пример расчета формулы приводится ниже.

Халькопирит $CuFeS_2$

	Вес.%		Ат. в.		Атомные эквиваленты	Отношение атомных количеств
Cu	34,30	:	63,6	=	0,539	1
Fe	30,59	:	55,9	=	0,547	1
S	34,82	:	32,06	=	1,086	2

Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$

	Вес.%		Мол. в.		Молекулярные эквиваленты	Отношение молекулярных количеств
CaO	32,44	:	56,10	=	0,578	1
SO_3	46,61	:	83,06	=	0,583	1
H_2O	20,74	:	18,00	=	1,152	2

Для более точного выражения химической природы минерала и возможных изоморфных замещений используются кристаллохимические формулы. Они рассчитываются на основании общего количества главных анионов в элементарной ячейке (кислорода, серы, хлора и др.). Например, в элементарной ячейке кианита содержится четыре раза Al_2SiO_5 и, таким образом, в ней имеется 20 атомов кислорода. Исходя из весовых процентов в минерале рассчитываются молекулярные эквиваленты аналогично предыдущему примеру, а затем атомные количества кислорода и металлов следующим способом:

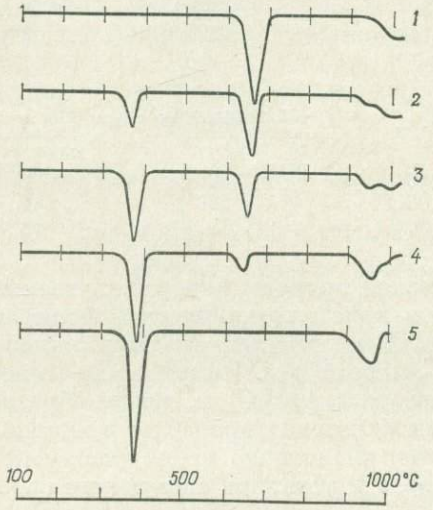
	Вес.%	Молекулярные эквиваленты	Атомные эквиваленты (кислород)	Атомные эквиваленты (катионы)	Количество катионов в элементарной ячейке
SiO_2	33,77	601	1202	601 : 155,2 = 3,87	
Al_2O_3	62,10	609	1827	1218 : 155,2 = 7,84	
Fe_2O_3	1,50	7	21	14 : 155,2 = 0,09	8,01
MgO	0,53	13	13	13 : 155,2 = 0,08	
CaO	0,60	11	11	11 : 155,2 = 0,07	
K_2O	0,73	7	7	14 : 155,2 = 0,09	0,40
Na_2O	1,19	19	19	38 : 155,2 = 0,24	
	100,42		3105	: 20 = 155,2 (общий делитель)	

Таким образом, кристаллохимическая формула кианита будет иметь вид $(Na, K, Ca)_{0,4}(Al, Fe, Mg)_{7,88}[(Si_{3,87}Al_{0,13})O_{20}]$. При этом допускается, что часть Al замещает Si таким образом, что их общее количество в элементарной ячейке составляет 4 атома. Как правило, перед началом расчета сумма весовых количеств приводится к 100%.

Благодаря близости размера ионов F и OH они могут замещать атомы кислорода. Поэтому с учетом их валентности они суммируются с последним. Расчет формул усложняется для минералов, содержащих воду, которая удаляется при температурах около 110° или выше. Вода может входить в состав минерала в виде молекулы H_2O, гидроксильной группы $(OH)^-$ или иона оксония $(H_3O)^+$. Примером служат силикаты, катионы калия в которых замещены оксонием. Расшифровать форму нахождения воды в составе минералов (OH^- или H_3O^+) дает возможность инфракрасная спектроскопия.

К сравнительно новым методам, широко используемым в современной минералогической практике, относятся термический и особенно *дифференциальный термический анализ*. Эти методы обычно используются при исследовании скрытокристаллических или тонкодисперсных минеральных агрега-

тов, например глин. Методика заключается в нагревании порошковатых минералов и регистрации термических явлений, выражающихся в поглощении тепла (эндотермические эффекты) и его выделении (экзотермические эффекты). Подобные тепловые эффекты вызываются потерей определенного количества молекул воды или других летучих компонентов, разрушением кристаллической структуры и образованием другого соединения, процессами окисления, переходом одной полиморфной модификации в другую



Ф и г. 35. Изменение характера кривых ДТА при различных соотношениях количества пиролюзита и манганита.

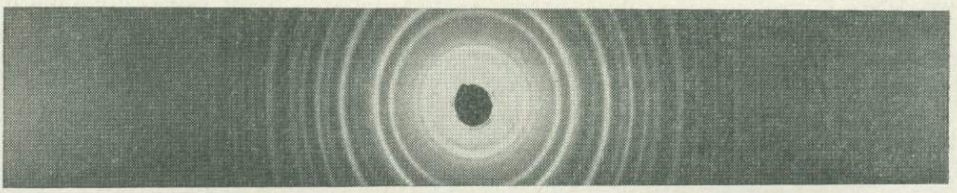
1 — чистый пиролюзит; *2* — 75% пиролюзита; *3* — 50% пиролюзита; *4* — 25% пиролюзита; *5* — чистый манганит (по Кулп — Перфети).

и т. д. Главными составными частями прибора является электрическая печь с тщательно регулируемым нагревом, соответствующая термопара (например, платина/платинородий) и автоматический гальванометр, записывающий результаты измерений на бумажную ленту.

Дифференциальный термический анализ (обычно обозначающийся как ДТА) используется для полуколичественного анализа минеральных смесей. Для этого на кривой нагревания фиксируется положение, форма и размеры эндотермических и экзотермических «пиков» (фиг. 35).

Для получения дополнительных данных о водных минералах используются кривые обезвоживания. Такие кривые получают путем нагревания и определения потери веса минерала через равные промежутки времени.

Одним из наиболее распространенных современных методов диагностики и специального изучения минералов является *рентгеновский анализ.*



Ф и г. 36. Типичный вид порошкограммы; плюмбогуммит.

Среди различных видов рентгеновских исследований наиболее удобен метод порошкограмм Дебая — Шеррера. Типичная рентгеновская порошкограмма [так называемая дебаеграмма.— *Перев.*] показана на фиг. 36. Она получается при облучении порошка минерала узким пучком монохроматических рентгеновских лучей. Отраженные лучи регистрируются на фотопленке. По порошкограмме можно определить индексы и расстояния между плос-

кими сетками кристаллической решетки, отразившими рентгеновские лучи. Основная формула рентгеновского анализа — формула Брэгга ($\lambda = 2d \sin \theta$) — связывает длину волны рентгеновских лучей λ с расстоянием между плоскими сетками d [1] и углом θ. Последний равен *половине* величины угла отражения рентгеновских лучей от плоской сетки кристаллической решетки. Таким образом, угол между симметричными линиями отраженных лучей (сходящимися в центре камеры радиусом R) составляет 4θ. Отношение между этими величинами и расстоянием между симметричными линиями рентгенограммы s выражается уравнением

$$s = 4\frac{\theta}{360}2\pi R.$$

Камера обычно сконструирована таким образом, что ее диаметр $2R = 57{,}3$ *мм* (или 114,6 *мм*). В этом случае расстояние s в миллиметрах непосредственно соответствует величине 2θ (или 4θ) в градусах.

Параметры решетки кубических кристаллов можно рассчитать, используя уравнение $d = a_0/\sqrt{h^2 + k^2 + l^2}$. Это уравнение применяется также для определения индексов hkl плоских сеток, наиболее интенсивных линий рентгенограммы. Объединив это уравнение с формулой Брэгга, получаем

$$\sin^2 \theta = \left(\frac{\lambda}{2a_0}\right)^2 \cdot (h^2 + k^2 + l^2).$$

Первая часть уравнения является произведением постоянного коэффициента $(\lambda/2a_0)^2$ и целого числа, получающегося из индексов плоских сеток. Левая часть уравнения представляет собой величину θ, измеренную по рентгенограмме.

Определить константы решетки для кристаллов других сингоний сложнее. Для моноклинных и триклинных кристаллов этот метод почти неприменим. В этих случаях привлекаются другие рентгеновские методы, использующие монокристаллы. Подробно эти методы указаны в специальных руководствах. Важное значение для проверки симметрии кристаллов имеет монокристальный метод Лауэ, требующий применения «белых» рентгеновских лучей.

В некоторых случаях вместо рентгеновских лучей применяется поток электронов, при прохождении которого сквозь кристаллы наблюдается аналогичная картина. Однако проникающая способность электронов меньше, чем рентгеновских лучей, в связи с чем они обычно используются для изучения структуры поверхностного слоя минеральных частиц. Для подобных исследований используется *электронный микроскоп* с увеличением более чем в 100 000 крат. Такое увеличение позволяет изучать субмикроскопические кристаллы, например кристаллы глинистых минералов (фиг. 360).

Другими важными методами минералогических исследований являются *кристаллооптика* и *спектральный анализ*. С помощью первого метода получают оптические константы. Второй метод служит для определения малых количеств химических элементов в составе минерала. Ограниченное применение находит *определение* pH суспензий. Его используют для быстрых полевых определений величины pH тонко растертых минералов. Например, величина pH суспензий гипса равна 6,4—6,7; ангидрида 6,7—7,0, а кальцита 9,4—9,5.

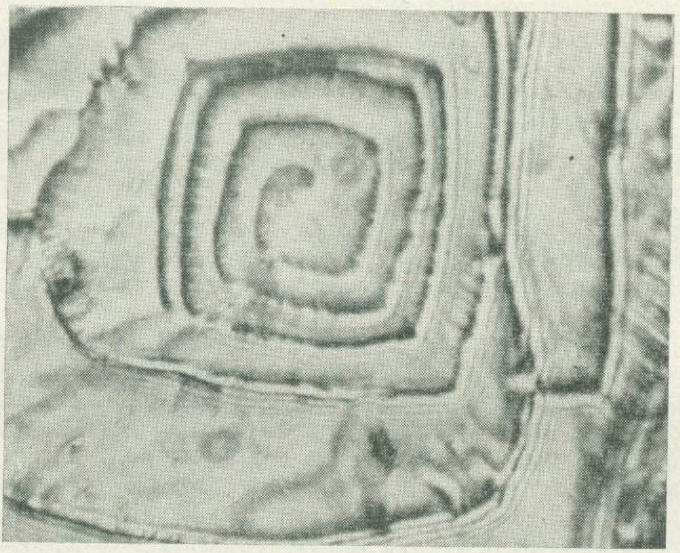
Применение других методов (люминесцентного, радиометрического и прочих) для диагностики или исследования минералов ограничено. Они привлекаются в специальных случаях для изучения химического состава или физических свойств минералов.

---

[1] Межплоскостные расстояния обозначаются на дебаеграммах как d/n, а интенсивности как I.— *Прим. перев.*

В настоящее время широкое применение получил *рентгеновский микроанализатор* (электронный микрозонд), предназначенный для количественного анализа состава минералов. Этот прибор позволяет исследовать мельчайшие выделения диаметром 1 *мк*. Путем бомбардировки поверхности минерала узкосфокусированным пучком электронов возбуждаются характеристические рентгеновские спектры определенных элементов (железа, меди, серы и др.). Это излучение регистрируется соответствующими импульсами или на линейных графиках.

Аналогичный прибор представляет собой *лазерный микроанализатор*, в котором осуществляется испарение малых количеств минерала. Далее с помощью вспомогательного генератора в парах возбуждаются эмиссионные характеристические спектры составляющих элементов. Таким генератором служит лазер (рубиновый стержень, содержащий 0,05% Cr).



Фиг. 37. Спиральные ступени на кубических гранях кристаллов куприта из района Бургас, Болгария (по Кирову), ×250.

Генезис минералов

В хаосе, первобытном хаосе
Возникло движение, волнение,
Созидание, возникновение,
Но еще во тьме, в клубящейся мгле...
Ф. К. Дэна, 1945

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ

Возникновение минералов связано с различными природными процессами, происходившими в земной коре, начиная с наиболее ранних стадий ее формирования. Независимо от того, представлены ли минералы простыми веществами или соединениями, они относятся к наиболее важным вехам истории земли. Их изучение позволяет выяснить закономерности распределения химических элементов в земной коре. По определению Д. П. Григорьева, понятие *генезис* минералов включает: а) представление о зарождении, росте и изменении минералов; б) физико-химический механизм формирования минералов — образование путем свободной кристаллизации, замещение, полиморфные превращения, перекристаллизацию в твердом состоянии, старение коллоидов и т. д.; в) геологические процессы, приводящие к образованию минералов. Кристаллизация минералов может происходить из естественных расплавов, растворов или из паров. Они могут возникать при взаимодействии газов, жидкостей или их совместного действия на твердые части земной коры (представленными минералами и породами). Последний случай наиболее част в природных процессах и хорошо объясняет возникновение кристаллических ядер. Кристаллизацию минералов можно объяснить исходя из теории послойного роста, предложенной Косселем, Странским и Каишевым для идеальных кристаллов. Эта теория была привлечена Буртоном, Кабрером, Франком и В. Клебером для объяснения спирального роста вдоль направления дислокаций решетки в реальных кристаллах (фиг. 37). Эта теория базируется на допущении, что грани кристаллов, характеризующиеся наибольшей ретикулярной плотностью, обладают минимальной поверхностной энергией. Рост кристаллических индивидов минералов может также происходить путем параллельного срастания мельчайших кристалликов (как показано М. Шакольской и А. Шубниковым).

Генезис минералов тесно связан с происхождением пород, слагающих земную кору. Следовательно, в основе процессов минералообразования лежат геологические явления. Земной корой или литосферой называется тонкая наружная оболочка земного шара глубиной до 60 *км*. Она сложена преимущественно изверженными и метаморфическими породами, которые перекрываются тонким прерывистым слоем рыхлых отложений.

Средний состав изверженных пород (%), согласно Кларку и Вашингтону, следующий:

SiO_2	59,14	Al_2O_3	15,34	Fe_2O_3	3,08
FeO	3,80	MgO	3,49	CaO	5,08
Na_2O	3,84	K_2O	3,13	H_2O	1,15
TiO_2	1,05	P_2O_5	0,30	MnO	0,12

Путем анализа различных пород, слагающих земную кору, установлено, что подавляющее их большинство состоит лишь из восьми химических элементов:

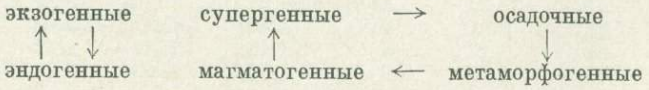
	Вес.%	Об.%	Ионный радиус, Å
O	46,60	93,77	1,32
Si	27,72	0,86	0,39
Al	8,13	0,47	0,57
Fe	5,00	0,43	0,67
Mg	2,09	0,29	0,74
Ca	3,63	1,03	1,05
Na	2,83	1,32	0,98
K	2,59	1,83	1,33
	98,59	100,00	

Следующие четыре элемента — Ti, P, H и Mn — составляют от 0,1 до 1%; содержание всех остальных элементов периодической системы в земной коре не превышает 0,5%. Такие элементы называются рассеянными или *редкими*, особенно в тех случаях, когда они преимущественно входят в состав более распространенных минералов, поскольку их концентрация недостаточна для образования собственных минералов. Распространенность химических элементов, взаимоотношения между ними и их распределение в минералах предельно важны для минералогии. Они составляют три важнейшие задачи геохимии, сформулированные Гольдшмидтом.

На основании геохимического сродства элементов и условий их нахождения в земной коре Гольдшмидт разделил все элементы на следующие геохимические группы: *сидерофильные* элементы, имеющие относительно слабое сродство к кислороду и сере и незаполненные внешние электронные орбиты; *халькофильные* элементы, характеризующиеся ярко выраженным сродством к сере, содержащие во внешних электронных оболочках 18 электронов, и *литофильные* элементы, обладающие сильным сродством к кислороду (их ионы, подобно инертным газам, имеют на внешней электронной орбите 8 электронов). Помимо этих трех основных групп, существуют также *атмофильные* элементы, образующие атмосферу, и *биофильные*, найденные в растениях и животных.

С самого начала после дифференциации вещества Земли на концентрические оболочки различного состава эволюция земной коры сопровождается разделением разнородных элементов. Гольдшмидт сравнивает эту дифференциацию с расслоением металлической, сульфидной и силикатной фаз в рудоплавильной печи и соответствующей этому процессу концентрацией сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов. Земная кора, представляющая собой сложную силикатную фазу, в дальнейшем дифференцировалась на породы различного типа и минеральные месторождения.

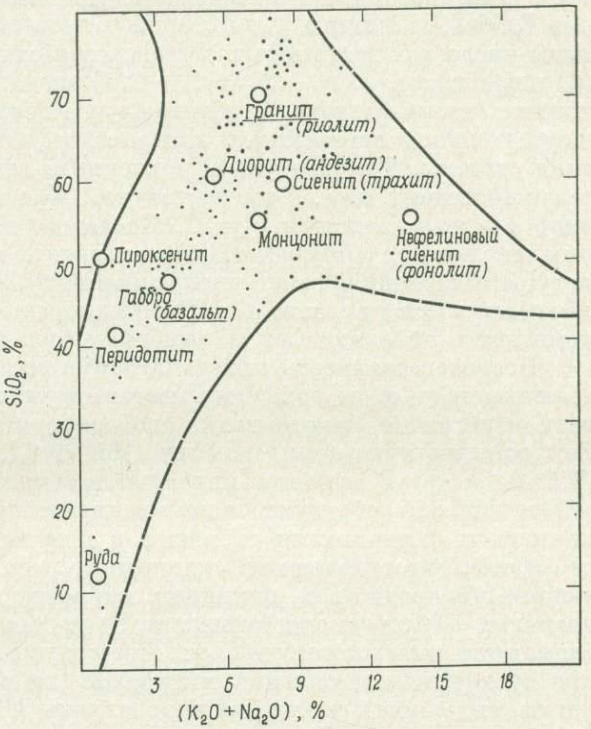
Минеральные месторождения разделяются на две группы: *эндогенные* и *экзогенные*. Первые образуются в глубинных частях земной коры или у поверхности Земли из материала, вынесенного из глубин планеты, в то время как вторые формируются исключительно на поверхности литосферы. В свою очередь эндогенные месторождения подразделяются на *магматогенные* и *метаморфогенные*, а экзогенные в соответствии с типом геологических процессов и местом их проявления — на *супергенные* и *осадочные*. Все эти типы минеральных месторождений дают последовательные переходы, завершающие цикл миграции вещества в литосфере:



МАГМА И ЕЕ ПРОДУКТЫ

Состав и кристаллизация магмы

Магмой называется природный, преимущественно силикатный расплав, образующийся в глубинах Земли. При застывании магмы в более глубоких частях земной коры возникают *интрузивные* или *плутонические* породы. При движениях земной коры магма выжимается по трещинам или по ослабленным зонам на поверхность Земли, образуя *лаву*. При ее застывании возникают *эффузивные*, или *вулканические* породы. Обе группы пород в совокупности называются *изверженными*, т. е. происшедшими из расплавов. Обе группы изверженных пород существенно различаются по условиям кристаллизации. Интрузивные породы образуются при относительно высоких температурах и давлениях, тогда как эффузивные породы возникают при относительно высоких температурах, но при давлениях, близких к атмосферному. В глубинных условиях процесс кристаллизации магмы протекает медленно; все ее компоненты играют важную роль в составе конечных продуктов. В противоположность этому поток лавы остывает быстро и теряет все летучие компоненты.



Фиг. 38. Вариации содержания SiO_2 и щелочей в изверженных породах (по Гроту).

Главные компоненты магмы соответствуют наиболее распространенным элементам земной коры. Среди них наиболее важными являются следующие (приводятся в виде окислов): SiO_2, Al_2O_3, $FeO + Fe_2O_3$, MgO, CaO, Na_2O, K_2O и H_2O.

В зависимости от содержания SiO_2 магмы и соответствующие магматические или изверженные породы подразделяются на ультраосновные, основные, средние и кислые. Первые содержат около 40% кремнезема, последние — около 70%. Подобные вариации наблюдаются и в отношении щелочей. Некоторые магмы и соответствующие им породы исключительно богаты Na_2O. На фиг. 38 показаны вариации содержания SiO_2 и щелочей в важнейших типах изверженных пород. (В скобках приведены названия вулканических пород, аналогичных по составу глубинным.) Подчеркнуты два наиболее распространенных типа пород — гранит и базальт.

Возникновение магм, дающих начало двум наиболее распространенным типам пород — граниту и базальту,— обычно связывается с радиоактивными процессами и движениями в земной коре. Эти явления приводят к локальному плавлению окружающих пород. Магмы различного состава могут смешиваться или гибридизироваться в процессе миграции к земной поверхности и ассимиляции пород по пути следования. Таким образом возникают различные типы изверженных пород.

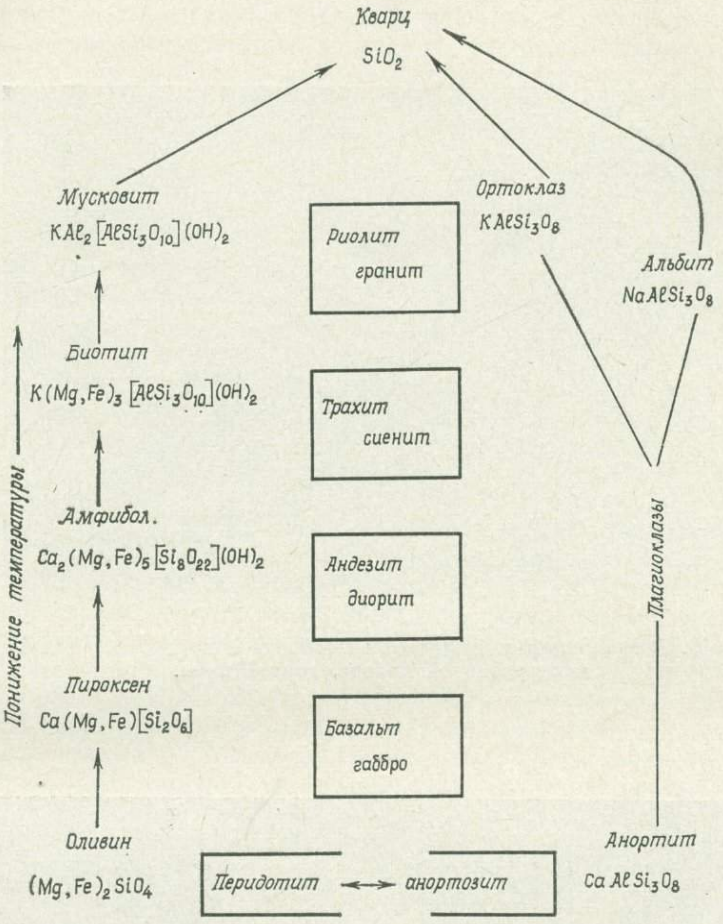
Магма представляет собой сложную физико-химическую систему, находящуюся при определенных условиях в равновесии. Эти условия определяются тремя основными факторами, контролирующими процессы минералообразования: концентрацией отдельных компонентов, температурой и давлением. Увеличение концентрации составляющего компонента приводит к его выделению в виде твердой фазы (минерала). Этот процесс сопровождается выделением скрытой теплоты плавления. Устойчивость минералов как природных фаз физико-химической системы определяется соотношением трех вышеназванных факторов. Данная зависимость отражается *правилом фаз* Гиббса, гласящим, что в любой равновесной системе количество фаз (P) плюс число так называемых степеней свободы (F) равно числу компонентов (C) плюс два, т. е. $P + F = C + 2$. Степенями свободы служат три рассмотренных выше фактора, в общем случае соответствующие трем независимо изменяющимся переменным, которые определяют состояние физико-химической системы. Температура и давление в земной коре варьируют в значительной степени, т. е. F соответствует 2. Поэтому Гольдшмидт упростил правило фаз до выражения $P = C$. Последнее показывает, что число устойчивых твердых фаз (минералов), образующихся из магмы при изменении температуры и давления, равно числу компонентов. Это положение известно как *минералогическое правило фаз*. Читателю рекомендуется более детально ознакомиться с правилом фаз по учебнику физической химии.

Последовательность кристаллизации минералов из магмы при охлаждении зависит от ее исходного состава и условий кристаллизации. В силикатном расплаве, помимо таких свободных ионов, как Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, присутствуют комплексы типа $[SiO_4]^{4-}$, $[SiO_3]^{2n-}$, $[Si_2O_5]^{2n-}$, $[Al_2SiO_7]^{4-}$, $[TiO_4]^{4-}$ и др. В процессе миграции в земной коре и при кристаллизации эти комплексы образуют вязи меняющейся конфигурации. Сульфидные комплексы отщепляются от магмы и могут кристаллизоваться независимо от остальных составляющих силикатного расплава. Таким путем образуются важные минералы, как, например, пирротин и пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$. Аналогичным образом могут отщепляться от магмы и кристаллизоваться некоторые минералы класса окислов, содержащие Ti, Fe и Cr. Помимо образования сульфидных и окисных минералов, на ранней стадии кристаллизации магмы выделяется также силикат оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$, представляющий собой одну из важнейших составляющих ультраосновных и основных изверженных пород.

Общая схема процесса кристаллизации магмы отражается *реакционным рядом* Боуэна (фиг. 39). В левой части схемы представлена последовательность кристаллизации минералов, обогащенных Mg и Fe (мафические, или темноцветные составляющие пород). С правой стороны показана последовательность кристаллизации минералов, богатых Si и Al (*салические* составляющие). Ряд темноцветных минералов начинается с кристаллизации оливина, в структуре которого присутствуют изолированные кремнекислородные тетраэдры $[SiO_4]$. В процессе кристаллизации при снижении температуры эти группы последовательно объединяются в бесконечные одинарные цепочки $[Si_2O_6]_n$, сдвоенные цепочки $[Si_4O_{11}]_n$ или слои $[Si_4O_{10}]_n$. Они связываются с возрастающими по размерам катионами — Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, K^+ с соответствующими величинами ионных радиусов 0,78; 0,83; 1,06; 1,33 Å.

Второй, салический ряд начинается кристаллизацией анортита $CaAl_2Si_2O_8$ и заканчивается его натровым аналогом альбитом $NaAlSi_3O_8$. Это отражает общую тенденцию реакционного ряда к образованию все более кислых (т. е. обогащающихся кремнеземом) членов.

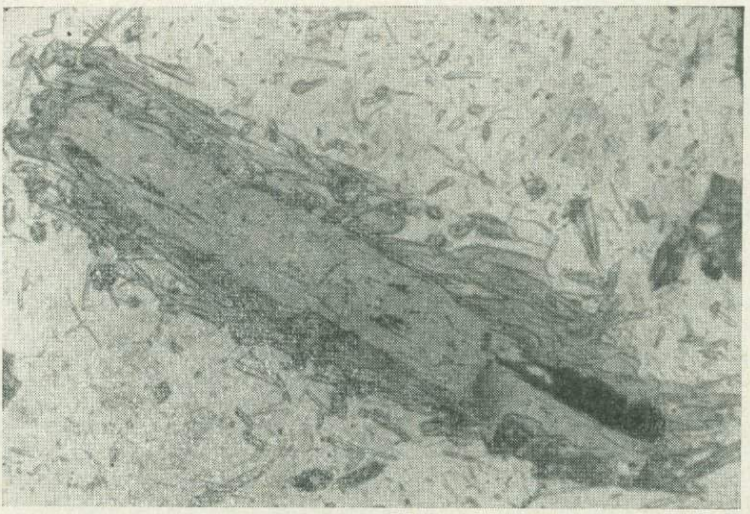
Различие между двумя рядами состоит в почти совершенном изоморфизме между анортитом и альбитом и в отсутствии изоморфизма между темноцветными минералами, хотя в пределах отдельных групп этого ряда изоморфизм может иметь место. Между двумя рядами (мафическим и салическим) про-



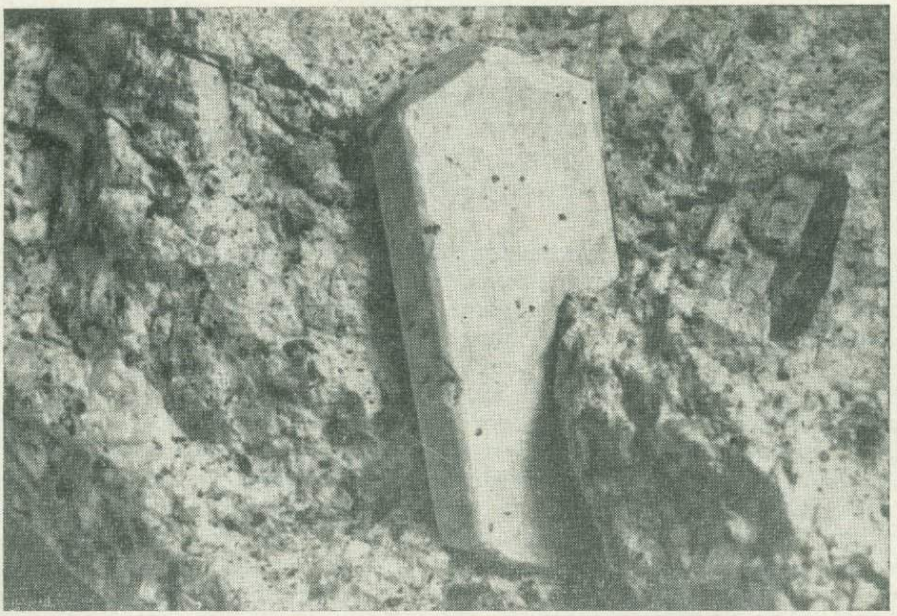
Ф и г. 39. Реакционный ряд Боуэна.
Названия эффузивных пород даны курсивом, названия интрузивных пород — прямым шрифтом.

являются эвтектоидные соотношения. В процессе кристаллизации магмы увеличивается ее кислотность и возрастает роль воды, что приводит к образованию на поздних стадиях все более кислых пород.

На фиг. 39 показана схема кристаллизации широко распространенных известково-щелочных магм, т. е. магм с концентрацией $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$ и богатых кальцием. Увеличение содержания воды в магме изменяет порядок кристаллизации минералов. В этом случае биотит выделяется раньше, а кальциевый полевой шпат отсутствует или образуется в небольшом количестве. С другой стороны, при незначительном содержании воды калиевый полевой шпат кристаллизуется при более высоких температурах. Кристаллизация щелочных магм в целом сходна с известково-щелочными, однако имеется и ряд различий. В щелочных магмах содержание $(Na_2O + K_2O) > Al_2O_3$, в связи с чем вместо обычных соединений образуются богатые натрием пироксены и амфиболы. Типичные щелочные магмы дают начало нефелиновым сиенитам. Значительное содержание натрия в составе щелочных пироксенов и амфиболов понижает устойчивость их структур, поэтому они выделяются позже щелочных полевых шпатов и нефелина. Этим они отличаются от известково-щелочных пород, в которых значительные количества кальция обусловливают кристаллизацию пироксенов и амфиболов до кальциевых плагиоклазов.



Ф и г. 40. Реакционная кайма иголок амфибола вокруг кристалла биотита в интрузивной породе, гора Шипка.



Ф и г. 41. Фенокристалл санидина в риолите, хребет Пирин.

Вследствие взаимодействия остаточной магмы с ранее выкристаллизовавшимися минералами вокруг последних часто наблюдаются *реакционные каймы* новообразованных минералов, более устойчивых на поздних стадиях магматической кристаллизации (фиг. 40).

Минералы, возникшие в ранний период основной стадии кристаллизации, называются *ортомагматическими*. Ортомагматические образования обычно неправильной формы, массивные или образуют вкрапления. Интрузивные породы, как правило, зернистые, тогда как вулканические породы плотные и вследствие быстрого охлаждения иногда содержат вулканическое стекло. Вулканические породы часто содержат включения крупных эвгедральных кристаллов (*фенокристаллов*), заключенных в мелкозернистой или стекловатой основной породе (фиг. 41). Подобные хорошо ограненные кристаллы возникли в период восходящего движения лавового потока, до того как он достиг земной поверхности (*интракристаллическая* кристаллизация).

Пегматиты

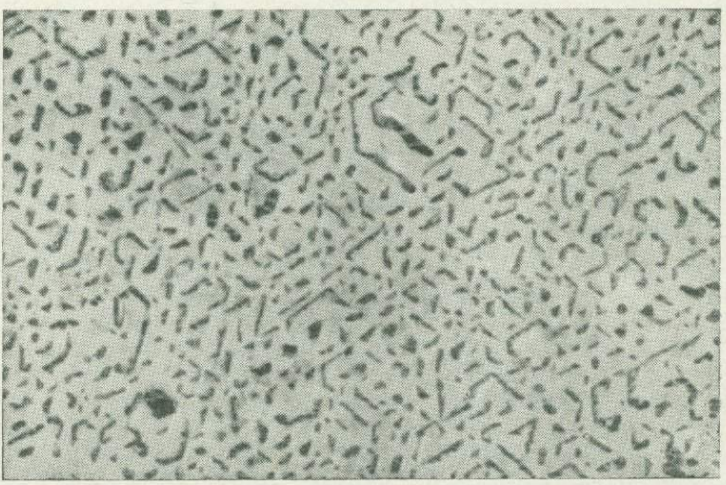
К концу основной стадии магматической кристаллизации и образования соответствующих типов пород обычно возникает остаточный расплав, обогащенный летучими компонентами, дающий начало другим типам минеральных месторождений. Наличие легколетучих компонентов обусловливает высокую текучесть остаточного расплава, проникающего в трещины и полости вмещающих пород, порожденных тем же интрузивом. Возникающие из этого расплава минералы близки к минералам интрузивных пород. Такие образования называются *пегматитами*, или пегматитовыми жилами (фиг. 42). Пегматиты обогащены главным образом Si, Al, Ca и щелочами. Наряду с этим они содержат значительные количества таких элементов, как Li, Be, B, F, Rb, Cs, редких земель, Mo, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U и других элементов, первоначально рассеянных в магме, но концентрирующихся в ней в последующем. Эти элементы имеют либо слишком малые, либо слишком большие размеры ионных радиусов, чтобы входить в структуры обычных породообразующих минералов или изоморфно замещать компоненты последних.

Пегматиты обычно образуются в ассоциации с гранитами или нефелиновыми сиенитами, редко с другими типами пород. Распределение редких элементов в первых двух типах отличается тем, что в гранитных пегматитах концентрируются главным образом Ta, Nb, Sc, Y, U и Sn, тогда как пегматиты нефелиновых сиенитов обогащены в основном Zr, Th и Ce.

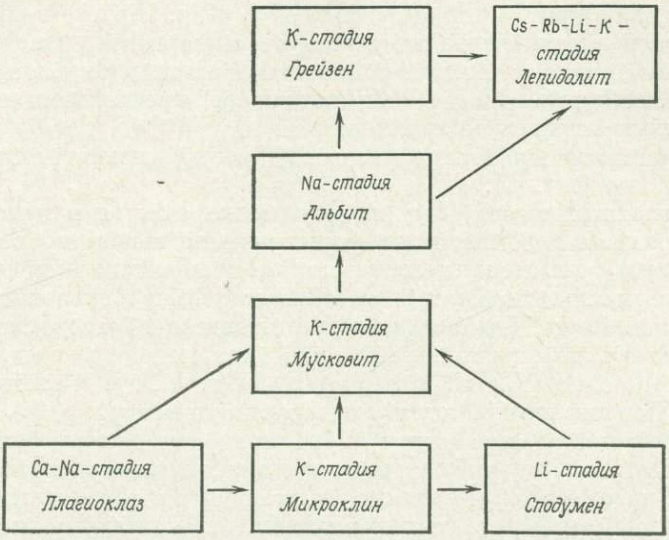
Пегматиты возникают в интервале температур примерно 700—400° C; последняя температура соответствует критической точке воды. Благодаря летучим компонентам, действующим как минерализаторы, пегматиты обладают крупнозернистой структурой; отдельные минералы иногда достигают гигантских размеров. Известны, например, кристаллы кварца, достигающие 5,5 *м* в длину и 2,5 *м* в диаметре; встречаются кристаллы берилла длиной 6 *м* и весом до 200 *т*; кристаллы ортоклаза размером 10 × 10 *м* и весом до 100 *т*; призматические кристаллы турмалина длиной 3 *м*; кристаллы слюды с площадью поверхности около 7 $м^2$ и т. д. Характерную особенность многих пегматитов представляют графические срастания кварца и ортоклаза (фиг. 43), известные как *письменный гранит*. Это явление может быть обусловлено либо совместной кристаллизацией, либо последующим замещением ортоклаза кварцем. Основываясь на явлениях замещения, некоторые авторы (А. Н. Заварицкий и другие) рассматривают пегматиты как продукты реакции между остаточными постмагматическими растворами и материнскими интрузивными породами сходного состава.

Наиболее распространенные пегматитовые минералы — это полевые шпаты (плагиоклаз и ортоклаз), кварц и светлая слюда (мусковит). Согласно

Ф и г. 42. Пегматитовые жилы в выветрелом граните, горы Плана.



Ф и г. 43. Письменный гранит.



Ф и г. 44. Главные стадии пегматитового процесса (по А. И. Гинзбургу).

А. И. Гинзбургу (1955), широко распространенные гранитные пегматиты различаются в основном содержанием щелочей. Этот автор выделяет в пегматитовом процессе шесть последовательных геохимических стадий (фиг. 44):

I. *Кальций-натровая* стадия, охватывающая кристаллизацию Ca-Na-полевых шпатов (плагиоклазов, главным образом олигоклаза). Увеличение количества кальция обусловливает возникновение других кальциевых минералов (апатита, ортита), а также минералов, содержащих редкие земли, уран и торий (монацита, ксенотима, фергусонита, эвксенита, таленита, гадолинита и др.).

II. *Калиевая стадия*, характеризующаяся обильным выделением калиевых полевых шпатов (ортоклаза или чаще микроклина), которые впоследствии подвергаются гидратации и замещению кварцем и мусковитом согласно уравнению

$$3KAlSi_3O_8 + H_2O = KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + 6SiO_2 + K_2O.$$

В эту стадию отлагается также черный турмалин (шерл), колумбит, уранинит и другие минералы.

III. *Литиевая стадия*, в которой увеличение содержания лития приводит к образованию собственно литиевых минералов, таких, как трифилит $Li(Fe, Mn)PO_4$, сподумен $LiAlSi_2O_6$, амблигонит $LiAlPO_4(F, OH)$ и др. В конце этой стадии сподумен становится неустойчивым и замещается петалитом $(Li, Na)AlSi_4O_{10}$.

IV. *Натриевая стадия* служит признаком резкого изменения хода пегматитового процесса. Такое изменение обусловлено накоплением значительного количества натрия и возросшей ролью Mn^{2+}, сменившего железо. Характерные минералы данной стадии представлены турмалином, Mn-апатитом, трифилит—литофилитом, колумбит—танталитом и широко распространенным альбитом, образовавшимся путем замещения более ранних полевых шпатов.

V. *Поздняя калиевая стадия* связана с увеличением содержания калия и образованием калиевых и некоторых литиевых слюд.

VI. *Поздняя литиевая стадия* характеризуется высокой концентрацией лития, рубидия и цезия, а также фтора и образованием таких минералов, как розовый и зеленый турмалин (рубеллит), Li-слюда (лепидолит), амбли-

гонит, топаз, данбурит, микролит, поллуцит и др. Железо в минералообразовании данной стадии почти не участвует, а марганец, находящийся благодаря своему высокому окислительно-восстановительному потенциалу в состоянии высшей валентности, обусловливает преимущественно розовую или фиолетовую окраску минералов.

Схема процесса минералообразования стадий пегматитового процесса представлена на фиг. 44.

Ca-Na-(плагиоклазовая) стадия обычно встречается в пегматитах, возникает на большой глубине, где в формировании пегматитобразующего расплава важную роль играла ассимиляция вмещающих пород. Остальные стадии преимущественно протекают в относительно более высоких частях разреза земной коры. Считается, что в процессе образования пегматитов редкие элементы переносились в виде комплексных соединений типа $R_2[Sn(F, OH)_6]$, $R_2[Be(F, OH)_4]$, $R[Nb(OH)_6]$ и т. д., где R соответствует Na, K или Li. Перечисленные комплексы растворимы при pH $\sim$ 7 и для их распада и осаждения того или другого минерала должно изменяться pH среды. Основываясь на дифференциации пегматитов во времени и в пространстве, Власов (1952) выделяет следующие главные типы пегматитов: равномернозернистый (или аплитовидный), блоковый, полнодифференцированный и сложнозамещенный тип (фиг. 45). Такое деление применимо и к щелочным пегматитам, которые генетически связаны с нефелиновыми сиенитами и характеризуются следующими минералами (по Кузьменко):

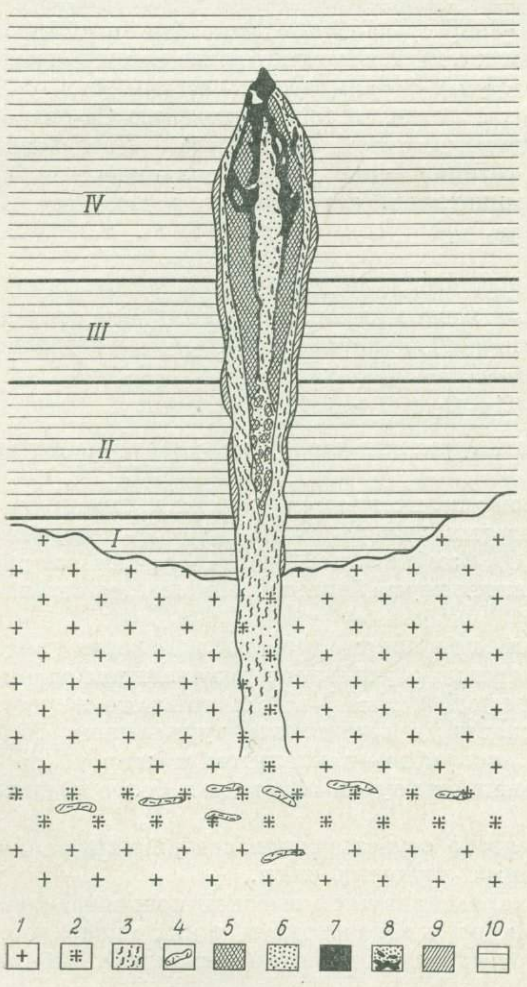
I. Равномернозернистый тип: нефелин, микроклин, эгирин, эвдиалит.

II. Блоковый тип: K-полевой шпат, эгирин (гакманит), (натролит).

III. Полнодифференцированный тип: полевой шпат — эгирин — гакманит — натролит.

IV. Сложнозамещенный тип: натролит, альбит, анальцим, шабазит, гидраргиллит.

Пегматиты чрезвычайно важны как сырье для получения редких элементов и ценных для технических целей минералов (полевых шпатов, слюды, кварца).



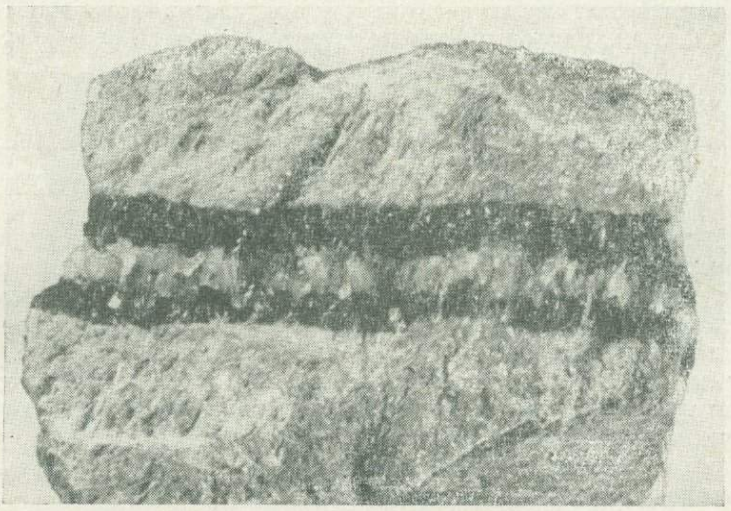
Фиг. 45. Схема развития пегматитового процесса и взаимоотношения пегматитовых типов (по К. А. Власову).

1 — мелкозернистый гранит; *2* — крупнозернистый гранит; *3—4* — письменный гранит; *5* — зона микроклина; *6* — зона кварца; *7* — зона альбита; *8* — минералы Li и Be; *9* — мусковит-кварц-альбитовая зона; *10* — вмещающие породы.

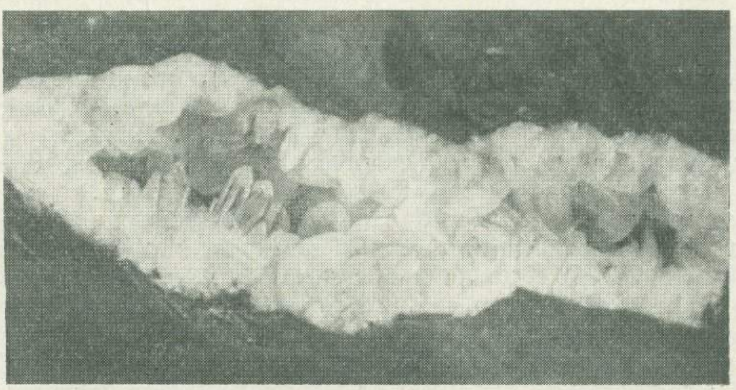
Пневматолитовые и гидротермальные месторождения

Присутствие летучих компонентов, в том числе паров воды, может на последних стадиях кристаллизации магмы или образования пегматитов приводить к возникновению определенных типов минеральных месторождений. В тех случаях, когда эти месторождения образуются при температурах выше 400° С (374,5° С — критическая точка воды), они называются *пневматолитовыми*.

Пневматолитовые образования являются переходными к более низкотемпературным, которые возникают из водных растворов и называются поэтому *гидротермальными*. Пневматолитовые и гидротермальные месторождения обычно представлены жилами различной мощности, гнездами неправильной формы или вкрапленниками во вмещающих породах (фиг. 46 и 47).



Фиг. 46. Типичная гидротермальная жила с симметрично отложенными сфалеритом и галенитом (черные, в зальбанде жилы); средняя часть жилы выполнена кварцем (белый), Родопы ($^4/_5$ натуральной величины).

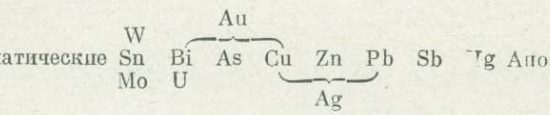


Фиг. 47. Типичная гидротермальная жила, выполненная кристаллами анкерита и кварца с каверной в осевой части, Балканы ($^4/_5$ натуральной величины).

Пневматолитовые и гидротермальные образования характеризуются присутствием минералов, содержащих халькофильные или сидерофильные элементы. Некоторые из этих элементов встречаются в самородном виде (Au, Bi, Te), однако чаще они образуют сульфиды, селениды, теллуриды, арсениды и другие соединения. Наряду с этим в таких месторождениях встречаются некоторые окислы, силикаты, карбонаты, сульфаты и другие соединения литофильных элементов.

В соответствии с температурой образования гидротермальные месторождения обычно разделяются на три группы: 1) высокотемпературные (гипотермальные), возникающие в интервале температур 400—300° С; 2) среднетемпературные (мезотермальные) с температурами образования от 300 до 150° С и 3) низкотемпературные (эпитермальные), отвечающие температурам от 150 до 50° С.

Месторождения, размещающиеся вблизи магматического очага (перимагматические), обычно более высокотемпературные, а расположенные на удалении (апомагматические) — низкотемпературные. Согласно Бергу, характерные элементы гидротермальных жил располагаются зонально вокруг материнского интрузива.



Восходящие гидротермальные (гипогенные) растворы могут взаимодействовать с растворами поверхностного происхождения (вадозные растворы); в таких случаях возникают месторождения смешанного происхождения. Другие авторы считают, что гидротермальные месторождения формируются путем мобилизации халькофильных элементов из относительно обогащенных водой (преимущественно осадочных) пород под воздействием тепла остывающего интрузива. По этой схеме интрузив скорее является стимулятором, чем первичным источником гидротермальных веществ.

Механизм образования пневматолитовых и гидротермальных минералов отражается следующими двумя реакциями:

$$2Na_3SbS_3 + 3CO_2 + 3H_2O = \underset{\text{антимонит}}{Sb_2S_3} + 3Na_2CO_3 + 3H_2S,$$

$$2Na_3FeCl_6 + 3H_2O = \underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + 6HCl + 6NaCl.$$

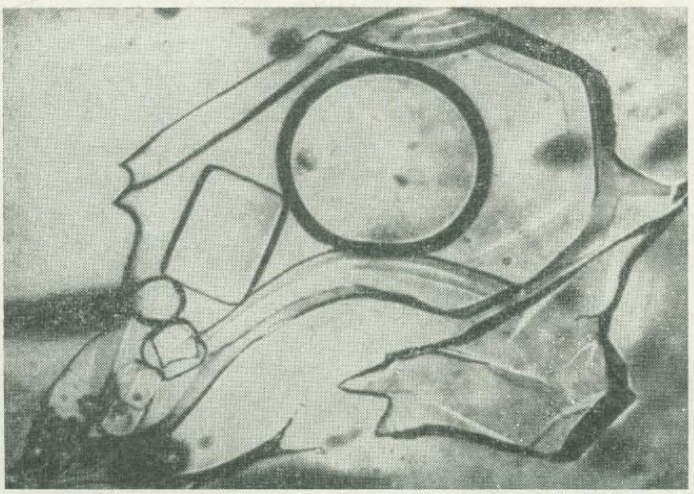
Особой разновидностью гидротермальных минеральных месторождений являются «альпийские жилы», представленные линзовидными трещинами, ориентированными вкрест простирания пород. Они выполнены минералами, близкими по составу к вмещающим породам. Типичными минералами «альпийских жил» служат адуляр (К-полевой шпат), кварц, альбит, хлорит, эпидот, рутил, анатаз, брукит, гематит, цеолит, сфен и др. Альпийские жилы генетически не связаны с изверженными породами. Процесс выщелачивания компонентов породообразующих минералов и их переотложение в существующих полостях называется *латерально-секреционным*.

Пневматолитовые и гидротермальные месторождения представляют собой наиболее важный источник таких металлов, как Cu, Pb, Zn, Cd, Co, Ag, Au, Hg, Ge, Tl, Mo и др., а кроме того, таких ценных минералов, как барит, флюорит, кварц и др.

Образование гидротермальных минералов может быть объяснено с позиций гипотезы кислотно-основной дифференциации, выдвинутой Д. С. Коржинским. В соответствии с этой гипотезой кислотные компоненты раствора (CO_2, HCl, H_2S и др.) фильтруются сквозь породы быстрее, чем другие компоненты (кислотно-фильтрационный эффект). Так, например, эксперименты

Жарикова показали, что такие катионы, как медь и железо, перемещаются медленнее, чем растворитель, в то время как Cl^- и SO_4^{2-} двигаются быстрее растворителя; при этом анион хлора подвижнее сульфат-аниона.

Благодаря тому что гидротермальные минералы кристаллизуются из водных растворов, они обычно содержат газово-жидкие включения и в некоторых случаях мельчайшие кристаллы галита, сильвина и других галогенидов (фиг. 48). Такого рода жидкие включения используются для определения состава и температуры гидротермальных растворов в период их кристаллизации. Определение температуры образования минералов по



Фиг. 48. Жидкие включения в топазе, содержащие газовый пузырек, кристаллы сильвина и других соединений, ×64 (по Калюжному).

жидким включениям основывается на предположении Сорби (Sorby, 1858) о том, что вследствие охлаждения происходит сжатие жидкой фазы и появление газового пузырька. Температура появления газовой фазы определяется температурой, давлением и составом маточной жидкости, захваченной минералом. Температура гомогенизации включений, т. е. исчезновения пузырьков газа при нагревании минерала, соответствует температуре образования минерала. Этот *термометрический*, или геотермометрический, метод был разработан Ньюхаузом, Твенхофелом, Скоттом, Ермаковым, Калюжным и др.

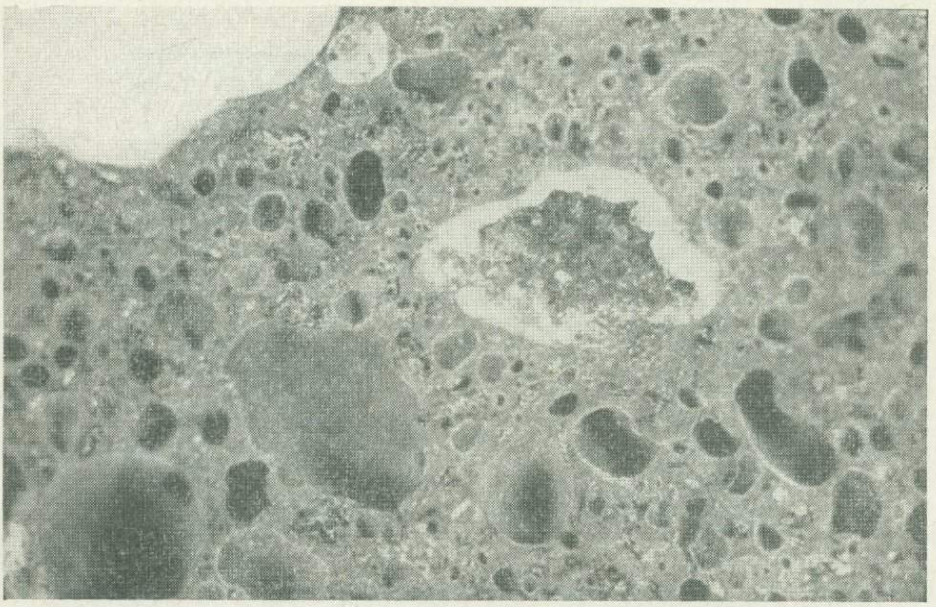
Отложения термальных источников и фумарол

Возможно образование минералов из гидротермальных растворов, изливающихся на земную поверхность в виде горячих источников или эксгаляций вулканов, выделяющихся при излиянии лавы. Вокруг кратеров вулканов часто встречаются галоидные соединения Na, K, Fe, Mn, Al, Cu, Pb и других элементов, самородная сера и различные сульфаты. Отложение минералов из фумарол связано либо с явлениями сублимации, либо с взаимодействием газов между собой.

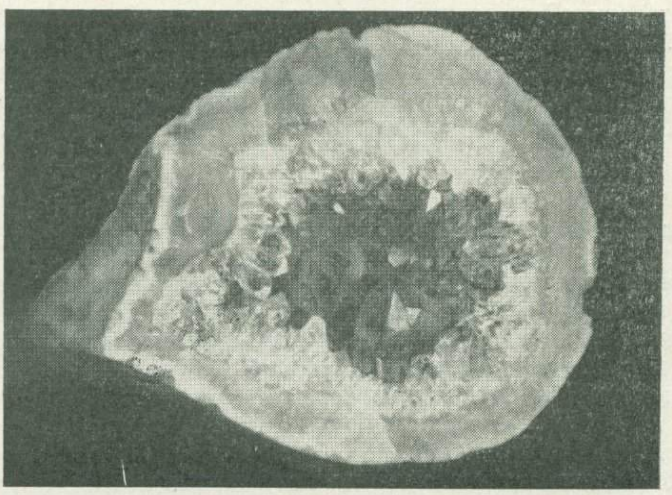
В лавовых потоках часто возникают газовые полости, называемые *миндалинами*. Они обычно выполнены халцедоном, кварцем, кальцитом, цеолитами и другими минералами (фиг. 49). Процесс заполнения полости минералами происходит от ее стенок к центральной части. Такие образования

называются секрециями или *жеодами*. Важное значение имеют секреции агатов, выполненные главным образом концентрически-зональным халцедоном (фиг. 50).

Продукты вулканического происхождения, как правило, имеют ограниченное значение. Исключение составляют некоторые месторождения серы и алунита (например, в Японии и Италии), эманации борной кислоты (Тоскана) и месторождения агата.



Фиг. 49. Миндалины в андезите из Среднегорской зоны, Болгария (натуральная величина).



Фиг. 50. Жеода, выполненная халцедоном и друзовым кварцем ($^4/_5$ натуральной величины).

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

При миграции магматических или пегматитовых расплавов и особенно продуктов пневматолиза или гидротермальных растворов происходит изменение вмещающих пород. Оно обусловлено взаимодействием существующих минералов твердой фазы с газовой или жидкой фазой и имеющим место привносом и выносом вещества. Данный процесс представляет собой замещение по правилу «объем на объем», или *метасоматоз*. Метасоматическое замещение определяется степенью диффузии ионов, а также природой отдельных минералов и их кристаллической решеткой.

Диффузия ионов, по своему масштабу соответствующая размерам атомов, имеет место при полиморфных превращениях, например при переходе андалузита $Al_2[SiO_4]O$ в силлиманит $Al[AlSiO_5]$. В других случаях диффузионная зона ионов может измеряться в сантиметрах или даже достигать нескольких километров, находясь в пределах одной и той же или различных геологических формаций.

В явлениях диффузии температура играет решающую роль. Согласно Бюргеру (Buerger, 1948), высокая температура способствует интенсивности диффузии, что связано с ослаблением кристаллической структуры и большей возможностью для миграции ионов малого размера. С другой стороны, химическая активность атома или иона дисперсной фазы при процессах миграции определяется парциальным давлением его паров. Чем больше парциальное давление, тем значительнее перемещение соответствующего атома или иона в литосфере.

При перераспределении вещества в процессе метасоматоза выделяется три основных процесса: а) рассеяние атомов и ионов в участках высокой химической активности; б) миграция или диффузия атомов к участкам с низкой химической активностью; в) вовлечение атомов или ионов в кристаллические структуры (кристаллизация). Миграция атомов происходит либо по свободным полостям или каналам в структуре минерала посредством замещения других атомов или заполнения вакансий, либо по границам кристаллических зерен. Анионы большого размера, такие, как O^{2-}, OH^-, Cl^- и F^-, перемещаются между отдельными кристаллами, в то время как более мелкие ионы могут проникать сквозь структуры с такой же скоростью. Увеличение давления снижает скорость межзерновой диффузии и способствует образованию более плотных кристаллических структур. Щелочные металлы под действием давления значительно уменьшаются в объеме и становятся вполне подвижными; при этом ионы калия более подвижны, чем ионы натрия. На основании дифференциальной подвижности элементов при метасоматических процессах Д. С. Коржинский различает подвижные и инертные элементы. К последним, например, относятся Al и Ti; первые включают такие соединения, как H_2O и CO_2. В соответствии с этим Коржинский расширил представление о правиле фаз следующим образом: для каждого компонента, активность которого в физико-химической системе непостоянна, число степеней свободы должно быть уменьшено на единицу. Тогда минералогическое правило фаз приобретает следующий вид: $P = C - M$, где M — число подвижных компонентов. С помощью правила фаз можно определить, является ли геологическая система «открытой» для любого из компонентов, и если так, то какие компоненты подвижны, а какие инертны. Согласно Рамбергу, подвижность Mg и Ca низкая, тогда как K, Na, Si, Fe, Li и Be высокоподвижны. С другой стороны, установлено, что на контакте гранитов с мраморами скорость диффузии в ряду K, Na, Al и Si убывает с увеличением размера радиуса иона.

Пневматолитовые и гидротермальные образования часто сопровождаются метасоматическими продуктами, получающимися при заимствовании элементов, дефицитных в рудогенерирующем магматическом очаге. На кон-

такте гранитов с известняками часто образуются силикатные минеральные сообщества, называемые *скарнами*. Они обогащаются Fe и Mg посредством следующих реакций:

$$2FeCl_3 + 3CaCO_3 = \underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + 3CaCl_2 + 3CO_2,$$

$$3SiF_4 + 2FeF_3 + 12CaCO_3 = \underset{\text{андрадит}}{Ca_3Fe_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{флюорит}}{9CaF_2} + 12CO_2.$$

Химические элементы, обычно привносимые во время метасоматического процесса, представлены щелочами, Ca, Fe, Mg, Si, B, Li, Cl, S, Sn и CO_2. Важную роль во всех метасоматических процессах играет вода, особенно в случаях, когда они сопутствуют гидротермальным образованиям (гидротермальный метасоматоз), как это видно на примере следующих основных реакций:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{2KAlSi_3O_8} + H_2O = \underset{\text{каолинит}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + K_2O + \underset{\text{кварц}}{4SiO_2},$$

$$\underset{\text{ортоклаз}}{3KAlSi_3O_8} + H_2O = \underset{\text{серицит}}{KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2} + K_2O + \underset{\text{кварц}}{6SiO_2}.$$

В метасоматических процессах обоих типов (каолинизация и серицитизация) выделяются щелочи, которые вызывают дальнейшее метасоматическое изменение.

Другим примером служит серпентинизация, или замещение магнезиальных минералов гидросиликатами магния (минералами группы серпентина):

$$\underset{\text{форстерит}}{4Mg_2SiO_4} + 4H_2O = \underset{\text{серпентин}}{2Mg_3Si_2O_5(OH)_4} + 2MgO.$$

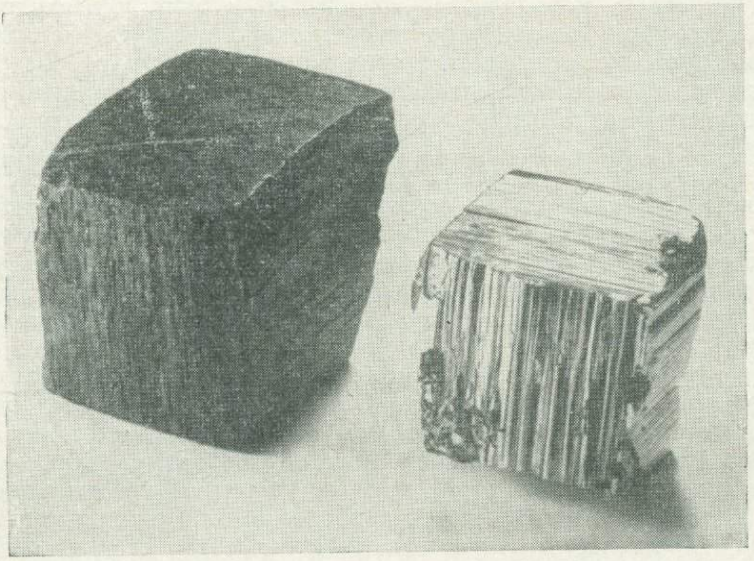
Последний процесс часто следует за остыванием обогащенных магнием (перидотитовых) магм, превращающихся в серпентиниты под воздействием растворов из того же источника. Такой процесс называется *автометасоматическим*.

Биметасоматическим Д. С. Коржинский называет процесс, происходящий по обе стороны контакта пород различного состава (например, гранита и мрамора) и сопровождающийся обменом химических элементов.

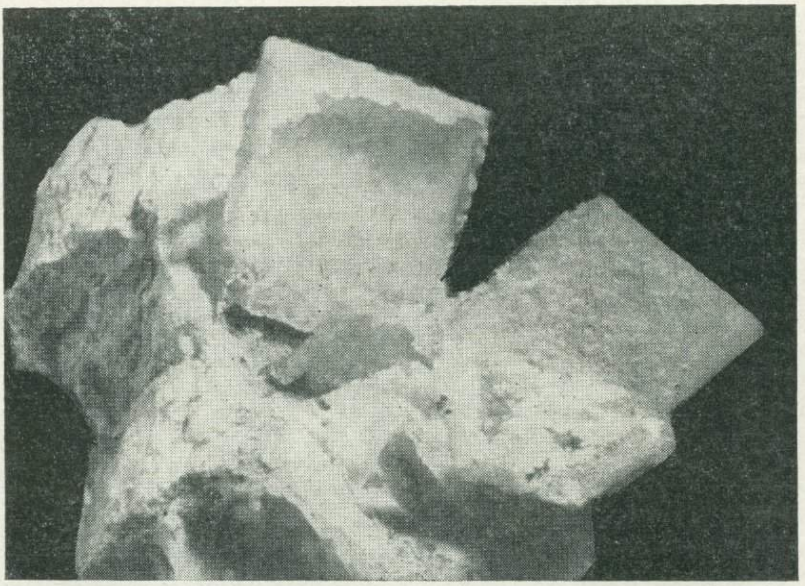
Для выявления метасоматических процессов важны *псевдоморфозы* минералов, т. е. частично или полностью замещенные минералы, сохранившие исходную кристаллическую форму. Псевдоморфозы образуются при изменениях, включающих восстановление, окисление, гидратацию, разложение, карбонатизацию, привнос других элементов и прочие процессы. К распространенным псевдоморфозам относится образование лимонита по пириту (фиг. 51), каолинита по ортоклазу и др. Некоторые псевдоморфозы не связаны химически с исходным минералом, например, псевдоморфозы кварца по флюориту, талька по кварцу, гематита по кальциту. В некоторых случаях минерал по периферии крустифицируется другим минералом. Если находящийся в ядре минерал имеет более высокую растворимость, чем образующий корку, первый может выщелачиваться. При этом получаются отрицательные формы кристаллов или отпечатки (*эпиморфозы*), которые могут механически заполняться третьим минералом или агрегатом минералов (фиг. 52). Такие выполнения отрицательных кристаллов иногда называют *плероморфозами*. Псевдоморфозы, не сопровождающиеся изменением химического состава, например кальцита по арагониту пли пирита по марказиту, называются *параморфозами*.

Замещение минерала может быть либо неправильным, либо правильным. В последнем случае кристаллографические направления вновь образованного минерала совпадают с направлениями первоначального минерала-хозяина. Такое замещение называется *эпитаксическим метасоматозом*.

Термин «топотаксия» обозначает ориентированное замещение в структурном смысле, тогда как «синтаксия»— ориентированный рост новых фаз. Топотаксию выделяют на основании трехмерной ориентации и структурного сходства между замещаемым и образующимся кристаллом. Превращение гроитита α-MnOOH в рамсделлит (ромбический MnO_2) и пиролюзит (тетрагональный MnO_2) представляет собой топотаксию с направлениями *a*, *b* и *c* трех соответствующих минералов.



Фиг. 51. Кубические кристаллы пирита, один из которых полностью замещен лимонитом (темный кристалл), Родопы (натуральная величина).



Фиг. 52. Отрицательные формы кристаллов барита, сохранившиеся в кварце, Родопы (натуральная величина).

СУПЕРГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выветривание

Первая стадия образования супергенных отложений начинается с выветривания эндогенных или экзогенных образований. Этот процесс заключается в постепенном разложении нестабильных минералов и их превращении в другие, более устойчивые в условиях земной поверхности. Агенты, производящие разрушение, могут быть физическими (изменение температуры, кристаллизация солей, механическое воздействие водной и воздушной среды и др.), химическими (воздействие поверхностных вод и растворенных в них солей) или органическими (воздействие живых организмов). Все минералы в большей или меньшей степени растворимы в воде, растворяющее действие которой зависит от ее pH (концентрации ионов водорода в соответствии с диссоциацией воды $H_2O \rightleftarrows H^+ + OH^-$). Чистая вода с pH = 7 — относительно плохой растворитель; активность воды увеличивается при повышении или понижении pH. Эффективность ее воздействия определяется также составом и структурой минералов, подвергающихся разложению. Химическая активность природных вод зависит от содержания кислорода, CO_2, NO_3, SO_4^{2-}, гуминовых кислот, NH_4^+, галогенидов, поступающих из атмосферы, из выветривающихся пород, из разлагающихся организмов или из вулканических эманаций.

Химическое выветривание включает гидратацию и гидролиз, окисление и восстановление, карбонатизацию и растворение. Скорость разложения минерала зависит от его химического состава, природы его кристаллов или агрегатов и климатических условий. Согласно Гольдичу, скорость выветривания породообразующих минералов соответствует реакционному ряду Боуэна. Легче всего растворяются наиболее высокотемпературные минералы, тогда как минералы, образовавшиеся в поздние стадии, относительно более устойчивы. Оливин и Ca-плагиоклазы в поверхностных условиях легко разлагаются, в то время как биотит, щелочные полевые шпаты и кварц устойчивы.

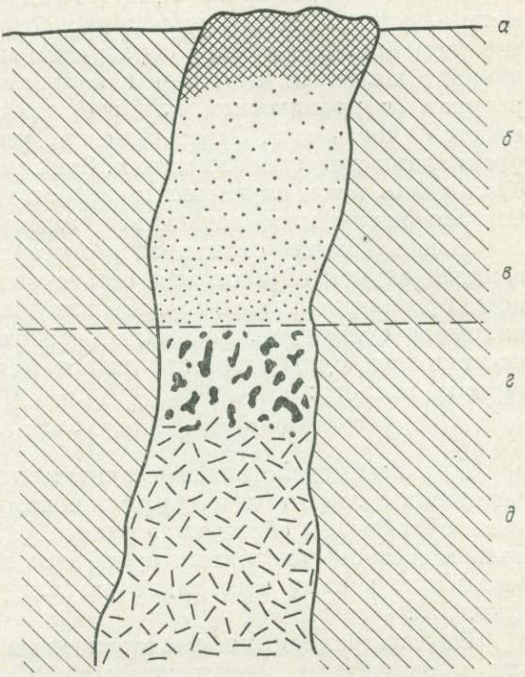
Элювиальные и аллювиальные месторождения

В процессе выветривания устойчивые и частично разрушенные минералы накапливаются в континентальных областях, образуя *элювиальные* или *аллювиальные* месторождения. Первые представляют собой скопления *in situ*, тогда как минералы вторых перенесены и сконцентрированы реками и потоками. Таким путем образуются песчаные отложения. Они могут цементироваться и превращаться в песчаники или, в тех случаях, когда размеры минералов или обломков пород достаточно велики, в конгломераты.

Многие минералы, обладающие высоким удельным весом и устойчивые при процессах выветривания, например золото, платина, алмаз, монацит, циркон, касситерит и другие, обычно рассеянные в породах в виде акцессориев, могут механически обогащаться и давать выгодные для разработки месторождения, называемые *россыпями*.

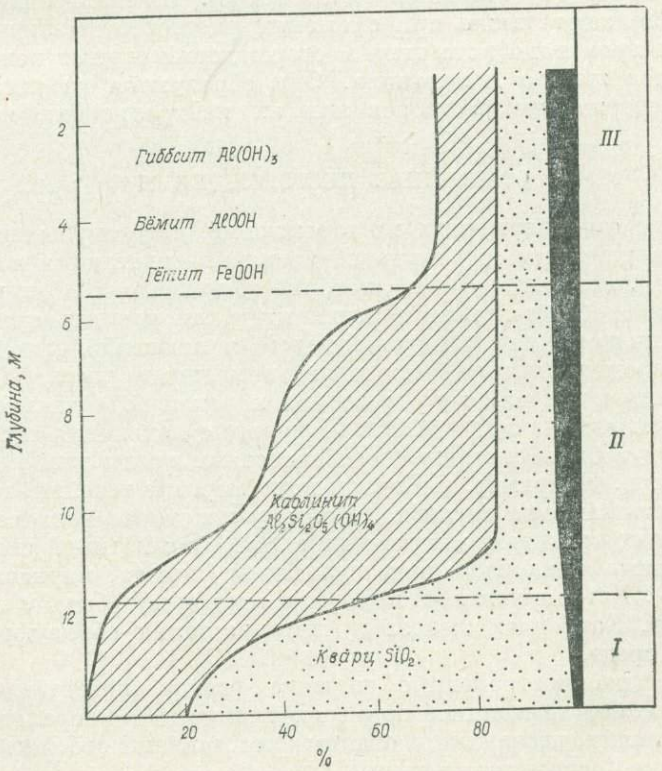
Остаточные и инфильтрационные месторождения

С предшествующей группой минеральных месторождений тесно связаны месторождения, образовавшиеся при интенсивном воздействии химических процессов, играющих главную роль в образовании продуктов выветривания или вторичных минералов. Они сохраняются в виде неравномерно развитых покровов на исходном материале. Таковы, в частности, отложения глинистых минералов, образование которых тесно связано с коллоидными процессами.



Ф и г. 53. Схема выветривания гидротермальной сульфидной жилы (сверху) и схема образования месторождения боксита (внизу).

а — железная шляпа или выход жилы, окрашенный окислами железа; *б* — зона выщелачивания; *в* — окисленная обогащенная зона (малахит, азурит, куприт, самородная медь, хризоколла); *г* — зона вторичного сульфидного обогащения (халькозин, ковеллин, борнит и др.); *д* — первичные сульфиды (халькопирит, пирит и др.). Пунктирная линия — уровень грунтовых вод; *I* — материнские породы; *II* — зона колебаний уровня грунтовых вод; *III* — зона конкреций.



Глинистые минералы представляют собой главным образом гидросиликаты алюминия. Некоторые из них содержат Mg, Ca, Fe, Mn, Cr, Ni и другие элементы. Они обычно образуются за счет полевых шпатов, при выщелачивании щелочных металлов и кальция. При относительно высоких температурах (в тропическом климате) кремнезем почти полностью выносится вместе со щелочами. Остаточные продукты в этом случае представлены гидроокислами железа и алюминия. Эти продукты называются *латеритами* или *бокситами*, в том случае если они богаты гидроокислами алюминия, являющимися важнейшим источником алюминиевого сырья.

Выветривание силикатных минералов представляет собой наиболее важный случай образования остаточных месторождений. Однако при процессах выветривания минералов или минеральных агрегатов иного состава, например сульфидов, возникают особые продукты. Под действием поверхностных вод сульфиды окисляются и гидратируются, образуя свободную серную кислоту:

$$FeS_2 \longrightarrow FeSO_4 \longrightarrow Fe_2(SO_4)_3 \longrightarrow FeOOH.$$

При взаимодействии просачивающихся поверхностных растворов, обогащенных сульфатами и другими ионами, с коренными породами и первичными сульфидами образуются разнообразные вторичные минералы. Важную роль в составе окисленных сульфидов играет железо, особенно вблизи поверхности, в силу чего такие участки называются «железными шляпами» (фиг. 53).

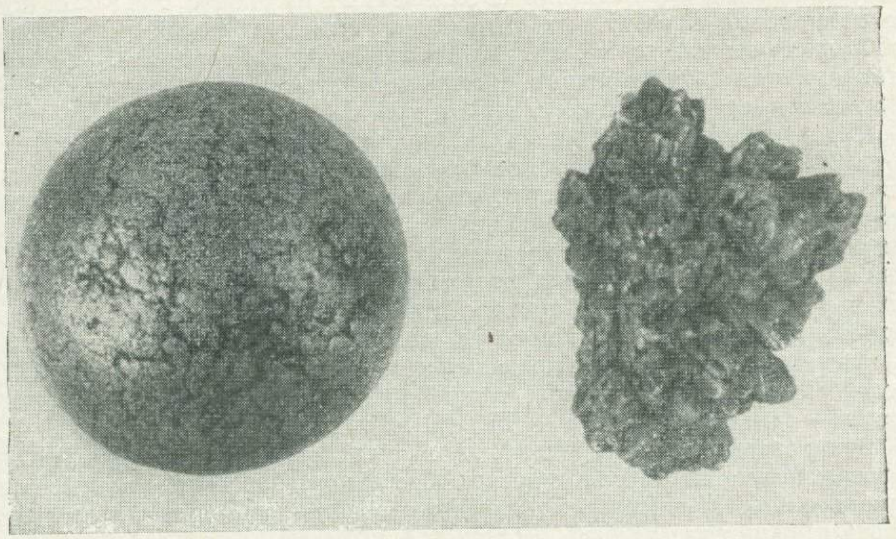
Инфильтрационные месторождения представляют собой переходный тип к остаточным месторождениям. Они образуются при просачивании в глубь поверхностных растворов, сопровождающемся в некоторых случаях замещением пород (супергенный метасоматоз). Инфильтрационные месторождения возникают также при смешении растворов различного состава. Важным примером подобного типа месторождений служат некоторые отложения окислов железа и марганца. Они образуются из кислых железо- и марганецсодержащих растворов при их нейтрализации карбонатными породами.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

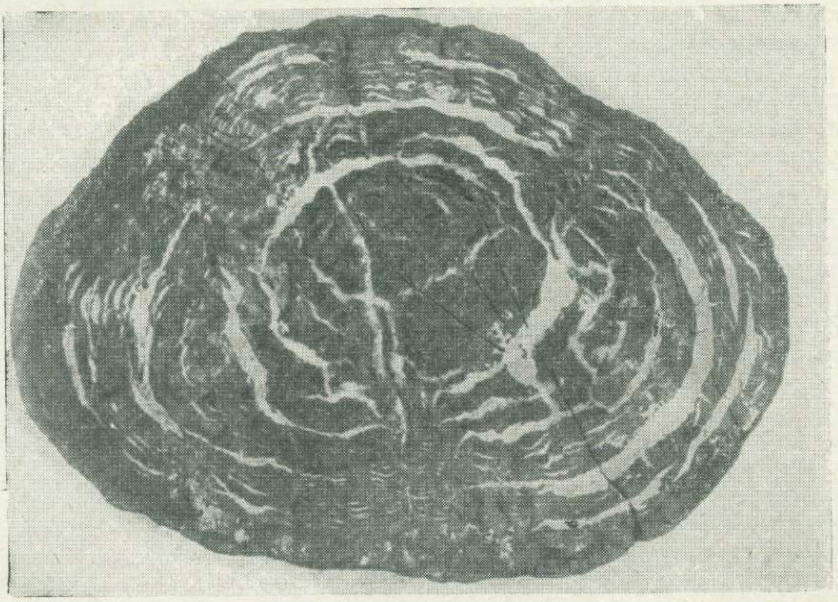
В отличие от супергенных месторождений, сформировавшихся в континентальных районах, осадочные образования отлагаются в водных бассейнах (озерах, морях и океанах), которые обогащены солями, вынесенными из материковых областей в виде истинных растворов или суспензий. При взаимодействии последних с морской водой, являющейся сильным электролитом, происходит быстрое осаждение взвешенных частиц. Материковые воды обогащены кальцием, в то время как морская вода обычно богата натрием и анионами Cl^-, SO_4^{2-} и CO_3^{2-}. Локальные изменения состава водных бассейнов могут быть связаны с особенностями среды или происходящих в них процессов. Например, в Черном море морские течения, несущие кислород, не достигают дна бассейна. Поэтому некоторое количество серы из тел отмирающих организмов переходит в H_2S, осаждающий сидерофильные и халькофильные элементы в виде сульфидов (пирита, марказита, халькопирита и др.). Источником H_2S в Черном море могут быть и горячие подводные ключи. Карбонаты железа и марганца также образуются в восстановительной среде.

Наиболее распространенные морские осадки представлены $CaCO_3$, часто загрязненным постоянной примесью глинистых минералов (глина или песок). Известняки, песчаники и сланцы представляют собой наиболее важные экзогенные (осадочные) породы.

Формирование известковых осадков связано с улетучиванием CO_2 из морской воды, приводящим к уменьшению растворимости $CaCO_3$. В мор-



Фиг. 54. Конкреции пирита из осадочных пород, северо-восточная Болгария (натуральная величина).



Фиг. 55. Марганцовистая опаловая конкреция, Центральное Среднегорье ($^3/_8$ натуральной величины).

Видны трещинки усыхания, выполненные кварцем и халцедоном.

ских бассейнах пласты известняка образуются либо путем химического осаждения из насыщенных или пересыщенных растворов, либо при процессах накопления известковых раковин и скелетов морских организмов. $MgCO_3$ часто осаждается с $CaCO_3$ в виде двойной соли доломита. Химическим путем или при участии живых организмов возникают многие другие минералы, например фосфаты, сера, гипс и др.

Перечисленные выше минералы образуются в результате химических, биохимических или механических процессов. Однако в морской воде содержится ряд компонентов, которые выделяются только из высококонцентрированных растворов при их испарении. К ним относятся легкорастворимые соединения, например хлориды натрия, калия и магния. В значительном масштабе процессы испарения водоемов имеют место в засушливых областях и районах, лишенных притока пресных вод. Примером служит залив Кара-Богаз-Гол в Каспийском море, соленость которого достигает 28,5%, что значительно выше обычной солености океанических вод, равной 3,5%. Последовательность отложения важнейших групп минералов такова: карбонаты — сульфаты — галит — калийные и магнезиальные соли.

В некоторых случаях лавы или горячие струи гидротермальных растворов изливаются на дно морских бассейнов, давая начало смешанным вулканогенно-осадочным месторождениям, часто состоящим из минералов железа и марганца.

В осадочных породах в ряде случаев встречаются игольчатые или сфероидальные тела, возникающие в результате притока вещества к центру кристаллизации. Такие стяжения называются *конкрециями*; их рост происходит от центра к периферии в противоположность секрециям. Конкреции часто сложены пиритом (фиг. 54), марказитом, гипсом, кальцитом, баритом, фосфатными минералами, опалом и др. Некоторые конкреции сложены хорошо оформленными кристаллами, другие представлены плотными массами, но обычно имеют радиальную или концентрическую текстуру, которая иногда подчеркивается наличием трещин усыхания (фиг. 55), возникающих на последних стадиях развития осадочных пород.

Процесс отложения осадочных минералов называется *сингенезом*, тогда как их превращение в плотный осадок — *диагенезом*. Процессы диагенеза включают цементацию, переотложение, гидратацию первичного осадка, а также заключительное отвердевание пластов. Эти процессы переходят в *эпигенетические*, включающие все изменения, которым подвергаются осадочные породы, после заключительных стадий их образования. Строго говоря, эпигенетические процессы следует рассматривать как первую стадию метаморфизма осадочных пород.

МЕТАМОРФИЗМ

Внутренние изменения, совершающиеся в породах,— результат перемены внешних условий. Их следует рассматривать как тенденцию к восстановлению равновесия в новых условиях.

А. Харкер, 1939

Метаморфические процессы представляют собой физико-химическую адаптацию минералов и пород к условиям, существующим в литосфере ниже зоны выветривания и седиментации. В соответствии с природой факторов, обусловливающих метаморфизм, различают следующие виды метаморфических процессов: а) *динамометаморфизм* с преобладающим действием направленного давления или стресса; б) *термический*, или *контактовый*, мета-

морфизм, вызываемый прогревом близлежащего магматического источника; в) *метасоматический* метаморфизм, связанный с привносом или выносом вещества под действием газов (пневматолитовый метаморфизм), растворов (гидротермальный метаморфизм) или силикатных расплавов (инъекционный метаморфизм). Так называемый *региональный метаморфизм* сочетает в себе влияние температуры и изменение гидростатического давления. Региональный метаморфизм в глубинных зонах литосферы переходит в плутонический, или *ультраметаморфизм*, при котором явления инъекции, плавления и переплавления пород играют важную роль.

Ударным, или *импульсным*, *метаморфизмом* называют эффект, вызываемый падением метеорита на земную поверхность. При этом минералы пород подвергаются главным образом механическому изменению. Под действием подобного рода метаморфизма образуются уплотненные модификации кремнезема — коэсит и стишовит.

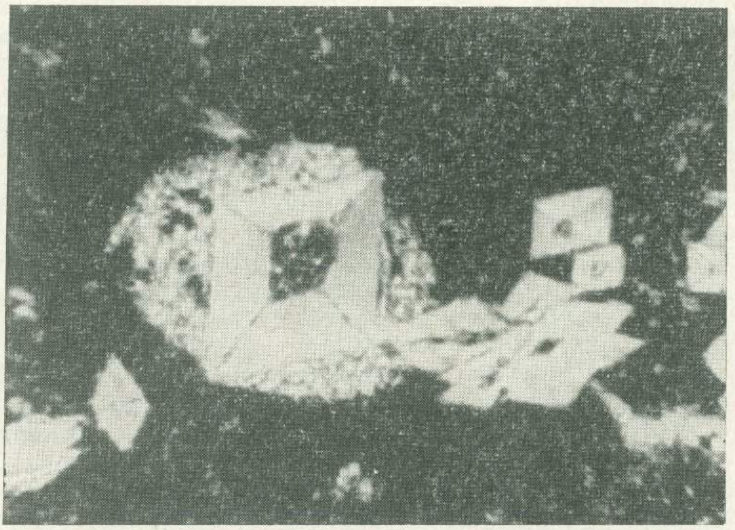
Подобно интрузивным породам, метаморфические породы обладают кристаллической структурой, и в некоторых случаях эти породы трудно различимы. Интенсивные тектонические процессы способствуют миграции более подвижных химических элементов, в особенности щелочных металлов, ускоряют и расширяют сферу действия регионального метаморфизма. Он приводит к образованию *гнейсов* — наиболее распространенных метаморфических пород, соответствующих по составу гранитам, но характеризующихся полосчатым (сланцеватым) обликом. С гнейсами тесно связаны *мигматиты*, породы смешанного происхождения, образующиеся вследствие проникновения силикатного расплава в осадочные породы, обычно смятые в складки при процессах горообразования. Возникновение значительной части гранитов связано с процессом мигматизации. Частичное переплавление (*анатексис*) пород, сходных по химическому составу с гранитами, например глинистых отложений, может при последующей перекристаллизации приводить к образованию пород типа гранитов.

Мигматизация и гранитизация относятся к процессам регионального метаморфизма. Эти процессы могут приводить к образованию и других псевдомагматических пород, таких, как гранодиориты, диориты и габбро. По мнению Эскола, процесс кристаллизационной дифференциации магмы в сочетании с избирательным переплавлением и заимствованием твердых пород может приводить к отделению остаточного расплава и образованию «ихора», изменяющего состав пород, сквозь которые он просачивается. Главными составляющими «ихора» служат Si, Al, Ca, Na и K, сконцентрированные в поздних продуктах дифференциации магмы и представляющие собой первые элементы, мобилизованные при процессах анатексиса.

В областях распространения разновозрастных гранитов возможно образование более молодых их разновидностей за счет более древних. Избирательное плавление постепенно может приводить к увеличению концентрации элементов, характерных для гранитов, и является причиной накопления некоторых редких элементов, например Li, Rb, Cs, Be, Ba, редкоземельных элементов, Ta и др. В противоположность магматической дифференциации все процессы, связанные с избирательным плавлением при возрастании температуры и последовательной мобилизации компонентов, называются анатексической дифференциацией.

Метаморфические процессы влияют на химический и минеральный состав, а также на структуру и текстуру преобразованной породы. Это особенно справедливо для осадочных пород, сформированных в условиях, резко отличающихся от обстановки метаморфизма. Метаморфизм вообще может быть *изохимическим* (без привноса вещества) или *аллохимическим* (сопровождающимся изменением химического состава вследствие привноса вещества или явлений обмена). Последний по его природе можно отнести к метасоматическим процессам.

Простейшим примером изохимического метаморфизма служит переход известняка в мрамор и песчаника в кварцит под воздействием высокой температуры. Реакции образования волластонита $CaSiO_3$ в песчанистых известняках, анортита в глинистых известняках, диопсида $CaMgSi_2O_6$ в песчаных



Фиг. 56. Кристаллы андалузита (хиастолит) в глинистых осадках, подвергнутых термическому метаморфизму; Балканы, ×64.

коломитизированных известняках и андалузита Al_2SiO_5 в глинистых осадках (фиг. 56) сопровождаются потерей некоторых компонентов:

$$CaCO_3 + SiO_2 = \underset{\text{волластонит}}{CaSiO_3} + CO_2;$$

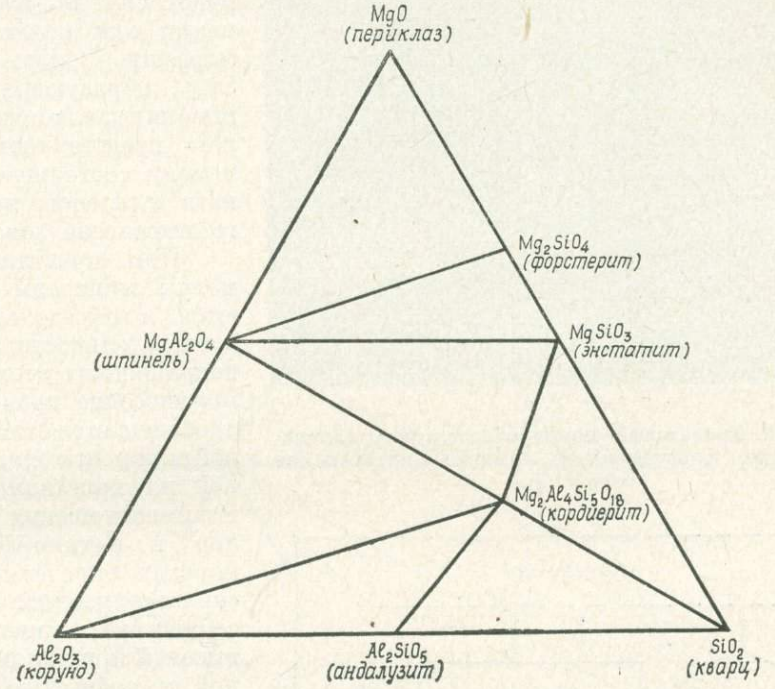
$$CaCO_3 + Al_2Si_2O_5(OH)_4 = \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + H_2O + CO_2;$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2SiO_2 = \underset{\text{диопсид}}{CaMgSi_2O_6} + 2CO_2;$$

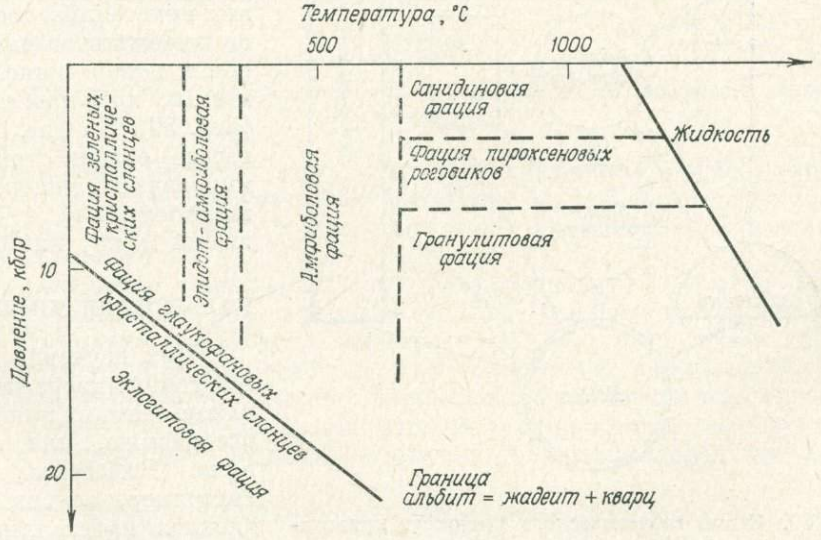
$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 = \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} + SiO_2 + H_2O.$$

Если глинистые и известковистые породы подвергаются термическому метаморфизму, их перекристаллизация приводит к образованию *роговиков*, плотных пород, состав которых соответствует составу исходных пород. На диаграмме (фиг. 57) трехкомпонентной системы $SiO_2 + Al_2O_3 + MgO$ показаны минералы, обычно возникающие из глинистых (аргиллитовых) отложений. При региональном метаморфизме пород возрастание температуры приводит к образованию характерных ассоциаций минералов, описанных Грубенманом как эпизональные, мезозональные и катазональные. Эпизональные минералы, например эпидот, хлорит, мусковит, альбит и змеевик, переходят под влиянием высоких температур и давлений (мезозональные условия) в кианит, ставролит, гранат, слюду и другие минералы, которые при еще более высоких температурах и давлениях превращаются в пироксены, биотит, плагиоклазы, силлиманит, кордиерит, оливин и др. С последовательным увеличением температуры и давления происходит постепенное изменение минеральных ассоциаций в соответствии с минералогическим правилом фаз Гольдшмидта.

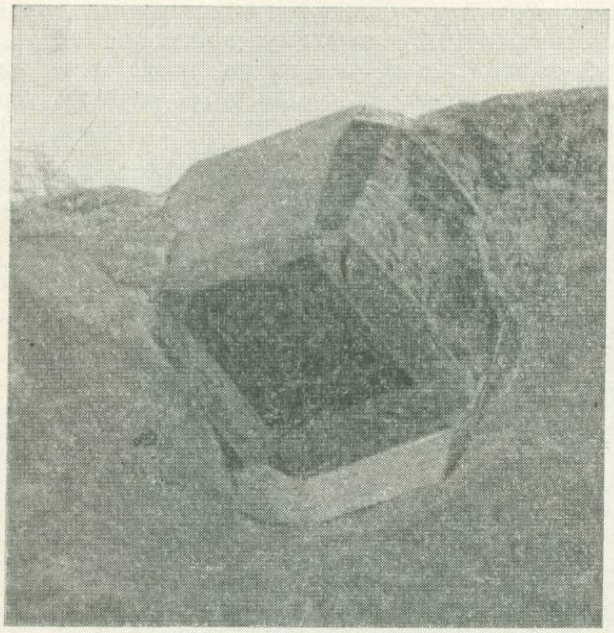
Для того чтобы установить пределы стабильности определенных групп ассоциированных минералов, Эскола в 1920 г. выдвинул концепцию о *минеральных фациях*. Уточненный вариант этой концепции представлен на фиг. 58, показывающей области устойчивости фаций при метаморфизме в зависимости от температуры и давления. С повышением температуры фация зеленых сланцев (хлорит + эпидот + актинолит + альбит) переходит в эпидот-амфиболовую фацию; последняя в свою очередь сменяется амфиболовой фацией и т. д. Аналогичным образом влияет изменение давления.



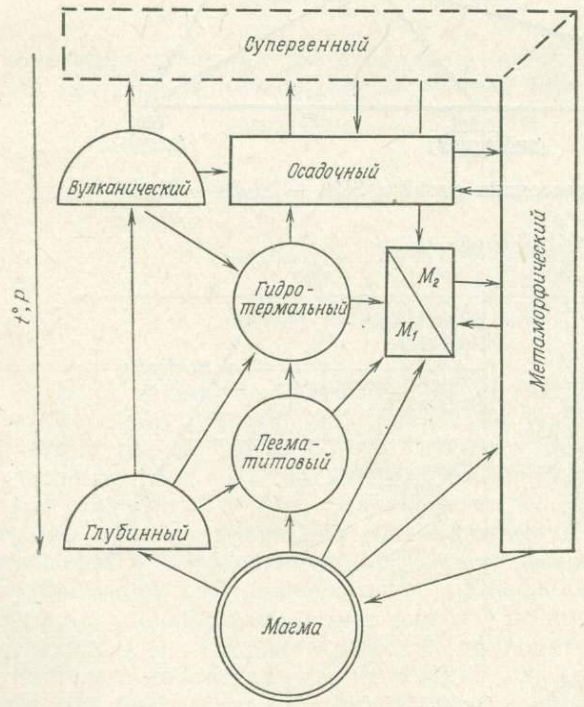
Фиг. 57. Диаграмма состояния системы SiO_2 — Al_2O_3 — MgO.



Фиг. 58. Схема распределения фаций в зависимости от температуры и давления при метаморфизме (по Кеннеди).



Фиг. 59. Гранатовый порфиробласт в кристаллическом сланце, форт Врангель, Аляска (натуральная величина).



Фиг. 60. Схема геологического процесса, приводящего к образованию минералов.

M_1 и M_2 обозначают гипогенные и супергенные процессы соответственно.

Граница устойчивости альбита относительно жадеита $NaAlSi_2O_6$ плюс кварца разделяет область стабильности альбита и анортита (плагиоклазов) от поля эклогитовой фации, в котором альбит разлагается, переходя в жадеит и кварц или коэсит (полиморфная модификация SiO_2, образующаяся при высоких давлениях). Эклогит представляет собой породу, состоящую из граната и зеленого натриевого пироксена (омфацита).

При кристаллизации магмы минералы выделяются в определенной последовательности; в противоположность этому метаморфические процессы сопровождаются одновременной или почти одновременной их кристаллизацией. Взаимоотношения минералов в метаморфических породах определяются их «кристаллизационной способностью»; минералы с высокой кристаллизационной способностью, например гранат, образуются в виде хорошо оформленных кристаллов, достигающих нескольких сантиметров в поперечнике, называемых *порфиробластами* (фиг. 59). На фиг. 60 приведена общая схема формирования минеральных месторождений и соотношений между ними.

ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ

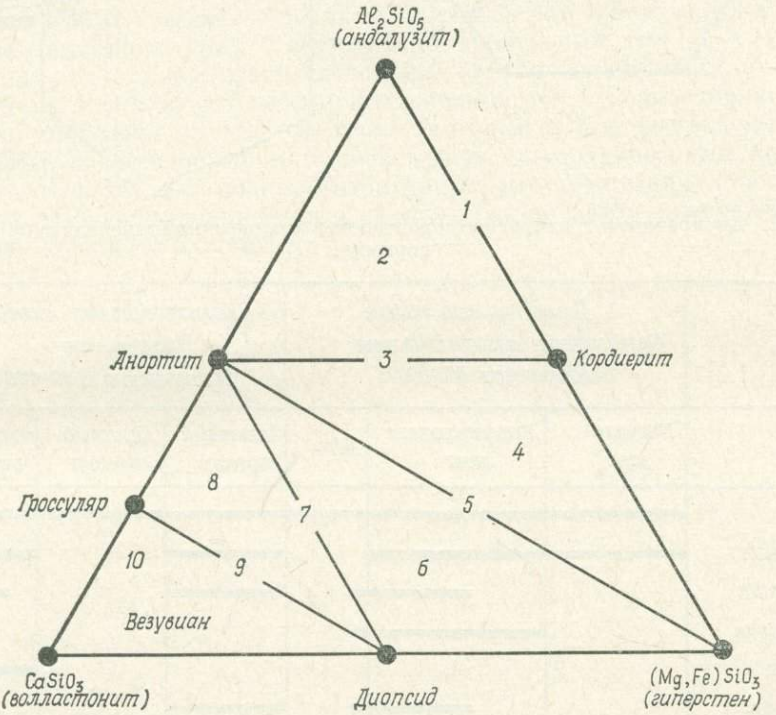
При изучении происхождения минералов очень важно знать их природную ассоциацию, или *парагенезис* (Breithaupt, 1849). Например, оливин и плагиоклаз кристаллизуются из основной магмы. При этом не может происхо-

дить кристаллизация кварца, поскольку при избытке SiO_2 в магме он будет реагировать с оливином; в результате образуется ромбический пироксен (гиперстен):

$$\underset{\text{оливин}}{(Mg, Fe)_2SiO_4} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} = \underset{\text{гиперстен}}{(Mg, Fe)_2Si_2O_6}.$$

Возможными парагенетическими парами являются оливин + гиперстен или кварц + гиперстен, но не оливин + кварц.

Минеральный парагенезис может включать только минеральные ассоциации, образовавшиеся в одинаковых или близких физико-химических условиях. Поэтому эндогенные и экзогенные сульфиды, присутствующие

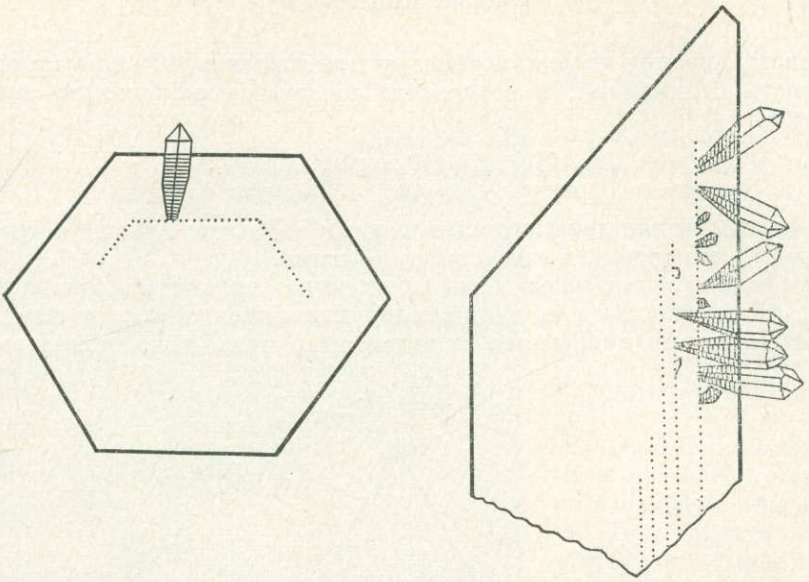


Ф и г. 61. Тройная парагенетическая диаграмма для роговиков различного состава (по Гольдшмидту).

совместно в одном месторождении, следует рассматривать как ассоциированные, но не парагенетические минералы. Минеральный парагенезис требует локализации формирующихся минералов как в пространстве, так и во времени их образования.

Для изучения парагенетических взаимоотношений обычно используется тип диаграммы, показанный на фиг. 61. Подобные диаграммы в ряде случаев позволяют предсказать некоторые еще не установленные, но возможные минеральные парагенезисы. С другой стороны, они выявляют парагенезисы, «запрещенные» с физико-химической точки зрения или нестабильные в условиях земной коры. На фиг. 61 к запрещенным парагенезисам относятся кордиерит + диопсид, андалузит + диопсид, андалузит + гроссуляр и др.

С исследованием парагенезиса минералов связано понятие о *генерациях* минералов, или о повторном образовании одного и того же минерала в ходе формирования месторождения. Различие генераций имеет важное значение в пегматитах и гидротермальных месторождениях. В некоторых



Ф и г. 62. Двукратное и трехкратное зарождение в кварце одной генерации (по Д. П. Григорьеву).

	Пегматитовая стадия Фракционная кристаллизация Температура 800-600°			Пневматолитовая стадия Замещение Температура 600-400°		
	Краевая зона	Промежуточная зона	Ядро	Литиевый агрегат	Цезиевый агрегат	Натриевый агрегат
Кварц						
Мусковит						
Лепидолит						
Микроклин						
Альбит						
Сподумен						
Петалит						
Поллуцит						
Турмалин	Черный				Красный	Красный
Берилл						
Апатит						
Трифилит						
Литиофилит						
Касситерит						
Колумбит						
Танталит						
Уранинит						
Флюорит						

Ф и г. 63. Геохимическая диаграмма парагенезиса минералов варутрёсских пегматитов (упрощенная по Кинзелу).

из них описано до восьми и более генераций кварца, сульфидов, слюд и др. Последовательным генерациям минералов соответствуют периоды кристаллизации, названные Григорьевым *зарождениями* (фиг. 62).

Различные генерации минерального парагенезиса изображены графически на фиг. 63, на которой в качестве примера использована предложенная А. Е. Ферсманом схема развития пегматитового процесса.

Важное значение для изучения парагенезиса минералов, генераций и зарождений представляют типоморфные особенности отдельных минералов, такие, как форма кристаллов и их габитус, химический состав, физические свойства и др. Например, кристаллы апатита в зависимости от условий образования изменяются от длиннопризматических или игольчатых в собственно магматических месторождениях до короткопризматических или изометрических в месторождениях пегматитов или таблитчатых в гидротермальных месторождениях (генетический габитусный тип A_{12}). Первые из них мелкие, вторые достигают нескольких сантиметров в длину, а последние прозрачны и достигают нескольких сантиметров в поперечнике.

Другим примером служит сфалерит, который в высокотемпературных гидротермальных месторождениях представлен тетраэдрическими кристаллами черного цвета, а в низкотемпературных месторождениях он светло-коричневый ромбододекаэдрического облика. Типоморфизм минералов и их парагенезис отражают их генезис.

Часть II

СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ

Введение в минералогическую систематику

ОГРАНИЧЕННОСТЬ ЧИСЛА МИНЕРАЛОВ

Существуют сотни и тысячи видов растений и животных, тогда как минералов известно всего около 2000. Ежегодно открывается сравнительно небольшое число новых минералов и маловероятно, что количество минеральных видов превысит 3000.

Как известно, в состав вещества земной коры входит около девяноста элементов, возникших на ранней стадии эволюции Земли вследствие конденсации различных типов ядерных частиц, наиболее важной среди которых является нейтрон. Можно было бы ожидать, что в более поздние периоды развития Земли из этих элементов возникнет значительное число различных соединений. Действительно, сначала возникли неорганические соединения, а затем органические, представляющие собой высшую ступень эволюции материи. Однако возможность образования неорганических соединений в природе ограничена, хотя лабораторным путем их можно получить значительно больше.

Проблема ограниченности количества минеральных видов очень важна, так как она связана с условиями образования и устойчивости минералов в земной коре. А. Е. Ферсман в 1933 г. и А. А. Сауков в 1946 г. специально изучали эту проблему. По мнению этих авторов, ограниченность числа минералов обусловлена: 1) природой распределения и концентрации химических элементов и 2) сравнительным однообразием геологических процессов. Последние характеризуются отчетливой направленностью, приводящей к концентрации определенных элементов в различных частях земной коры, в специфических термодинамических условиях. Например, в ультраосновных породах отсутствуют литий, бериллий и олово, тогда как граниты и гранитные пегматиты лишены никеля, кобальта, ванадия и т. д. Только в исключительно редких случаях возможно накопление широкого спектра элементов и образование редких природных соединений. Таковы классические месторождения Лонгбан в Швеции, Франклин-Фернас в США, Хибины в СССР, Конго в Африке. Первые два характеризуются присутствием таких элементов, как Mn, Fe, Zn и Pb, третье — концентрацией редких земель, P, Ti, Zr, а также Al и последнее — U, Cu, Co и Pb.

Если сравнить число минералов, образующихся в различных физико-химических условиях, то можно констатировать постепенное его увеличение при переходе от высокотемпературных геохимических систем к низкотемпературным. При температуре от 1200 до 1600° образуется около 40 минералов; при температуре магматической кристаллизации (от 800 до 1200°) — около 120. В пневматолитово-гидротермальных условиях, включая образование пегматитов, число минералов достигает 500; наконец, в супергенных и осадочных условиях — около 800.

Количество минералов увеличивается с понижением энергии образования соответствующих кристаллических решеток. При высоких температурах возникают природные соединения относительно простого состава и структуры. При более низких температурах образуются более сложные группы, что увеличивает разнообразие соответствующих соединений. Последние имеют более сложный состав и структуры с низкими энергиями кристаллических решеток.

В целом минералы можно рассматривать как природные физико-химические системы, стремящиеся в соответствии со вторым законом термодинамики к состоянию минимума энергии, обеспечивающему их стабильность в данных условиях. Логично предположить, что экзотермические соединения более устойчивы, чем эндотермические, а также что минералы с малым запасом внутренней энергии относительно более стабильны и лучше сохраняются в природных условиях, чем минералы с большой потенциальной энергией.

Дальнейшее ограничение числа минералов обусловлено ограниченностью возможных валентных состояний некоторых элементов в природе. Например, азот существует в природе только в виде N^{5+} (в нитратных группах $[NO_3]^-$), а также в аммониевых солях и нитридах. В то же время в лабораторных условиях получены N^+, N^{2+}, N^{3+} и N^{4+}. Такого рода ограничения относятся также к P, S, Cl, V, Ni, Ta и т. д. Однако в определенных природных условиях могут возникать неустойчивые минералы, которые легко переходят в более устойчивые.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Хорошая классификация есть инструмент исследования; она является основой всякой теоретической работы.

Ж. Орсель, 1954

Основными единицами в минералогии являются *минеральные виды*. Они определяются как «кристаллохимические индивидуализированные природные соединения, форма, состав и свойства которых изменяются в некоторых пределах, определяющихся их кристаллической структурой и условиями образования». Явно противоречивые характеристики минералов затрудняют их классификацию, и до настоящего времени едва ли найдутся две сходные классификационные системы.

Первая известная нам классификация принадлежит греческому философу Теофрасту. Впоследствии эта классификация модифицировалась Авиценной, Агриколой и другими исследователями вплоть до XVIII в., когда число открытых минералов значительно возросло. Во второй половине XVIII в. и первой половине XIX в. были выдвинуты сравнительно хорошо разработанные классификационные схемы. Они основывались либо на форме и физических свойствах («естественно-исторические» схемы), либо на химическом составе минералов. Шведский химик Кронштедт в 1758 г. первым предложил рациональную классификацию минералов, основанную на химическом составе. Она была усовершенствована другими химиками и минералогами, в том числе Берцелиусом, Гмелином, Науманном, Севергиным, Розе и особенно Дэна. Его «Система минералогии» в переработанных и дополненных изданиях до настоящего времени является одним из основных справочников.

Классификации, разработанные после конца XIX в., распадаются на три основные категории: генетическую, геохимическую и кристаллохимическую. К последней относится большинство принятых в настоящее время минералогических классификаций. Генетические классификации весьма естественны, но они основаны скорее на подразделении геологических процессов, а не минералов, поэтому они противоречивы с чисто минералогической точки зрения. Главные подразделения таких классификаций соответствуют основным типам процессов минералообразования (магматические, пегматитовые, гидротермальные, супергенные минералы и т. д.). Такое

подразделение не рационально, так как одни и те же минералы могут возникнуть в результате различных процессов.

Главные разделы геохимической классификации соответствуют основным химическим элементам в составе минералов (минералы кислорода, серы, железа и т. д.). Это также малорационально, поскольку минерал, состоящий из нескольких элементов, должен рассматриваться в нескольких разделах. Махачки (Machatschki, 1953) предложил смешанную классификацию, геохимическую и генетическую. В этой системе, например, раздел пегматито-пневматолитовых минералов включает подгруппы минералов лития, бериллия, бора и фтора.

Современные кристаллохимические классификации рациональны тем, что они устанавливают функциональную зависимость между химическим составом и структурой минерала. Неполноценность этих классификаций является результатом чисто формальных аналогий, проводимых между сходными типами химических соединений. К классификациям такого типа относятся система Штрунца (Strunz, 1957) и последние издания «Системы минералогии» Дэна (Dana, 1944, 1951).

Руководствуясь приведенным выше определением минеральных видов, автор этой книги предлагает классификацию, основанную на геохимическом

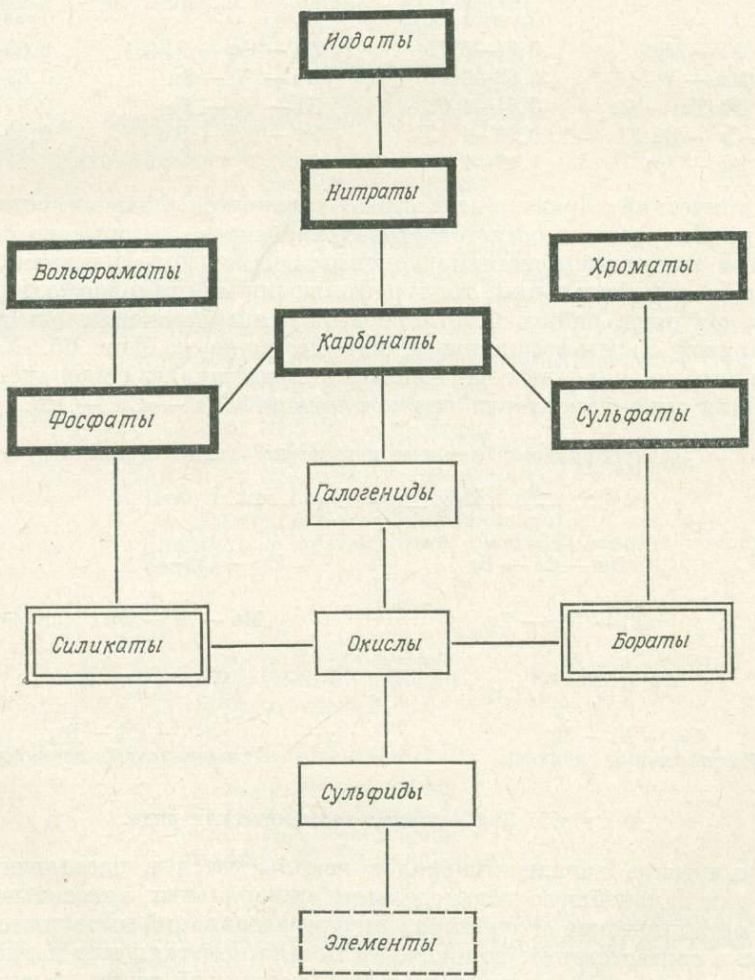
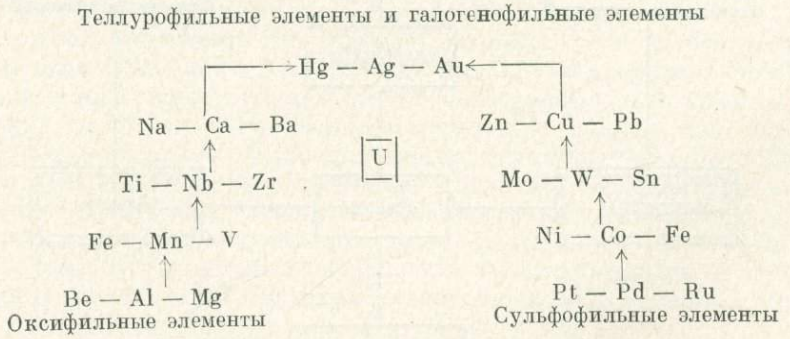


Рис. 64. Схема соотношения главных классов минералов.

и кристаллохимическом принципах. Она представляется более рациональной и полезной не только для изучения минералов, но и более удобной для поисков минералов в природе. Минералы как неорганические (или главным образом неорганические) соединения имеют преимущественно ионную структуру. Поэтому для их характеристики наиболее важны анионы и катионы. Первичными подразделениями являются *классы*, сгруппированные в соответствии с главными компонентами анионов, как показано на фиг. 64. Следующие по значению — катионы, или важнейшие металлы, входящие в состав минералов. В составе минералов около сорока пяти элементов являются основными. Из десяти следующих элементов (Ca, Fe, Al, Mg, Na, Cu, Pb, Mn, As и K) каждый установлен более чем в ста минералах. Десять других (U, Ti, Sb, B, W, Zn, Ag, Ce, Ni и Nb) обнаружены в составе пятидесяти — ста минералов. Около двадцати элементов (V, Yt, Ba, Ta, Be, Co, Zr, Th, Li, Cr, Hg, Sn, Sr, Pt, Mo, Au и др.) присутствуют в десяти — пятнадцати минералах. Из остальных элементов (Tl, Sc, Cd, Cs и Ge) каждый встречен менее чем в десяти минералах. Принимая во внимание парагенетические взаимоотношения и изоморфизм рассмотренных элементов, в качестве главных катионных составляющих минералов можно выделить следующие элементы:

	Ионный радиус, Å		Ионный радиус, Å
Be — Al — Mg	0,34—0,78	Zn — Cu — Pb(U)	0,83—1,32
Fe — Mn — V	0,52—0,91	Mo — W — Sn	0,68—1,02
Ti — Nb(Ta) — Zr	0,64—1,06	Ni — Co — Fe	0,64—0,80
Na — Ca — Ba(K)	0,98—1,43	Pt — Pd — Ru	0,50—0,68
Hg — Ag — Au	1,12—1,37		

Геохимический характер этих триад изменяется в зависимости от электронной конфигурации соответствующих элементов, которые по своим геохимическим тенденциям являются оксифильными (литофильными), сульфофильными (халькофильными), теллурофильными или галоидофильными. Они образуют два ряда, один с отчетливо выраженными оксифильными тенденциями, другой с сульфофильными, как показано на фиг. 65. Хотя уран в большинстве минеральных парагенезисов представляет собой оксифильный элемент, для него характерна связь с триадой Zn — Cu — Pb.



Фиг. 65. Два главных геохимических ряда.

Геохимические триады минералов используются в настоящей классификации для дальнейшего подразделения минеральных классов на катионные, или металлические *ассоциации*. Внутри ассоциаций выделяются *группы* минералов в соответствии с отношением металл/неметалл или катион/анион. Общая схема классификации, принятая в настоящей книге, выглядит следующим образом:

Класс I. Элементы

А. Металлы
Б. Полуметаллы и неметаллы
В. Карбиды, нитриды и фосфиды

Класс II. Сульфиды и сульфосоли

А. Интерметаллические соединения
Б. Сульфиды и их аналоги [1]
1. Металлические
а. Pt-Pd-Ru-ассоциация
б. Ni-Co-Fe-ассоциация
в. Mo-W-Sn-ассоциация
г. Zn-Cu-Pb-ассоциация
д. Rg-Au-Hg-ассоциация
2. Полуметаллические
В. Сульфосоли
а. Сульфосоли меди
б. Сульфосоли серебра
в. Сульфосоли свинца

Класс III. Галогениды

А. Фториды
Б. Хлориды, бромиды и иодиды
а. Al-Mg-Fe-ассоциация
б. Na-Ca-K-ассоциация
в. Cu-Pb-Hg-ассоциация

Класс IV. Окислы и гидроокислы

А. Окислы и гидроокислы металлов
а. Be-Al-Mg-ассоциация
б. Fe-Mn-V-ассоциация
в. Ti-Nb-Zr-ассоциация
г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация
Б. Окислы полуметаллов и металлоидов

Класс V. Силикаты

А. Силикаты с изолированными тетраэдрическими группами (незосиликаты) [2]
а. Be-Al-Mg-ассоциация
б. Ti-Nb-Zr-ассоциация
в. Ca(TR)-Mn-Na-ассоциация
г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация
Б. Цепочечные силикаты (иносиликаты) [2]
В. Листовые силикаты (филлосиликаты) [2]
Г. Силикаты с трехмерными тетраэдрическими группами (тектосиликаты) [2]

Класс VI. Бораты

а. Be-Al-Mg-ассоциация
б. Mg-Ca-Na-ассоциация
в. Бораты меди и других элементов

Класс VII. Фосфаты, арсенаты и ванадаты

а. Be-Al-Mg-ассоциация
б. Fe-Mn-(Na)-ассоциация
в. Na-Ca-TR-ассоциация
г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

---

[1] В советской литературе обычно употребляется термин «аналоги» или «аналогичные соединения» вместо используемого автором «родственные соединения».— *Прим. перев.*

[2] Названия подклассов силикатов «незо», «ино», «филло» и «текто» в советской литературе не употребляются.— *Прим. перев.*

Класс VIII. Вольфраматы и молибдаты

Класс IX. Сульфаты

А. Сульфаты

а. Al-Mg-Na(K)-ассоциация
б. Fe-Mn-Na(K)-ассоциация
в. Na(K)-Ca-Ba-ассоциация
г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

Б. Селенаты, селениты, теллураты и теллуриты

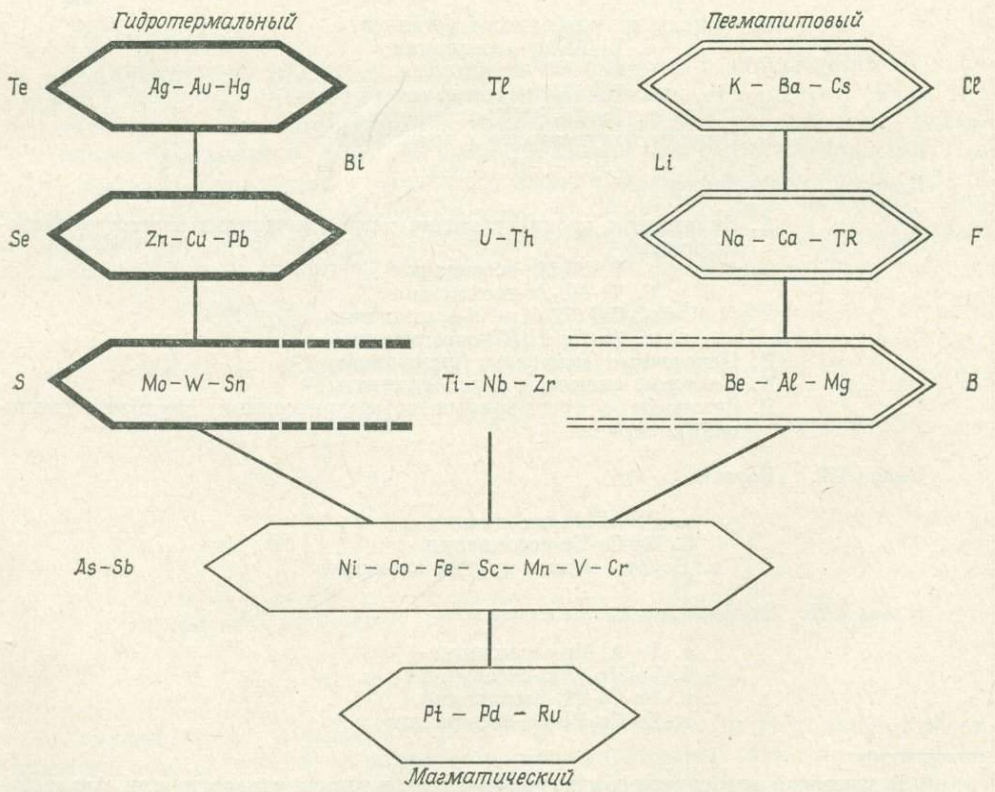
Класс X. Хроматы

Класс XI. Карбонаты

а. Al-Mg-Fe(Na)-ассоциация
б. Na(K)-Ca(TR)-Ba-ассоциация
в. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

Класс XII. Нитраты и иодаты

Общее направление классификационной схемы идет от минералов с преобладающим металлическим или ковалентным типом связи (элементы и сульфиды) к минералам изодесмическим (окислы, галогениды), мезодесмическим (силикаты и бораты) и, наконец, анизодесмическим (фосфаты, сульфаты, карбонаты и т. д.) типам связи. При этом кислородные соли имеют тенденцию



Фиг. 66. Схема расположения основных триад металлов и сходных неметаллических и других элементов в вертикальном разрезе земной коры и основные типы процессов минералообразования.

к закономерному увеличению потенциала ионизации: SiO_4 1,38; BO_3 1,12; AsO_4 1,02; PO_4 1,00; CO_3 0,78; SO_4 0,68; NO_3 0,39 и IO_3 0,28.

Аналогичная тенденция проявляется при образовании минералов от эндогенных до экзогенных, тогда как при сопоставлении металлических ассоциаций различных классов обнаруживаются более широкие парагенетические связи минералов.

Таким образом, минералы каждой группы не только подобны геохимически, но также обнаруживают аналогию химического состава, кристаллической структуры и физических свойств.

При сравнении средних содержаний элементов в различных породах, особенно в магматических более основного и более кислого состава, распределение главных минералообразующих элементов в металлических триадах представлено схемой фиг. 66. Более глубокие части земной коры, являющиеся, как правило, более основными, обогащены платиной и металлами группы железа. В верхних частях земной коры концентрируется значительное число элементов либо очень большого, либо очень малого размера радиуса ионов. Мобилизация этих элементов на различных уровнях земной коры может привести к появлению различных минеральных ассоциаций. Если магма образуется в глубинных очагах, она будет обогащена элементами, находящимися в нижней части схемы. Магма, возникшая на более высоких уровнях, дает начало, помимо соответствующих пород, месторождениям пегматитов. Мобилизация присутствующих в очаге халькофильных и литофильных элементов приведет к образованию вокруг источника тепла гидротермальных месторождений. Так возникает *эндомагматические* (изверженные и пегматитовые) и *экзомагматические* (главным образом гидротермальные) месторождения.

НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Наименования минералов даются главным образом в соответствии с формой, химическим составом или их физическими свойствами. Однако иногда минералы называются по месту их нахождения или в честь знаменитых людей. В первом случае обычно употребляются греческие или латинские термины. Например, тетраэдрит назван по форме тетраэдрических кристаллов, ставролит — по крестообразной форме его двойников, актинолит — по радиальным агрегатам и т. д. Барит получил свое наименование за его вес, ортоклаз — по наличию двух направлений спайности под прямым углом, дистен (синоним кианита) — по резкому различию твердости в перпендикулярных направлениях, родонит — по его красному цвету, азурит — по синей окраске, сидерит (или халибит) по содержанию в нем железа и т. д. Как правило, названия минералов оканчиваются на «*ит*». Исключения присущи названиям, данным в ранний период минералогии. В качестве примеров можно привести самые известные минералы — кварц и полевой шпат.

Самородные элементы

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Распределение химических элементов в земной коре определяется степенью их сродства между собой и в особенности к сере и кислороду. В соответствии с этим Гольдшмидт подразделил химические элементы на сидерофильные, халькофильные, литофильные и атмофильные. Сидерофильные элементы в природе часто встречаются в самородном состоянии, что обусловлено их относительно слабым сродством к кислороду и сере. Типичным примером самородных минералов служат элементы группы железа, платины, золота и в меньшей мере Sn, Mo, Re, C, P и Ge. Преимущественное сродство халькофильных элементов к сере ограничивает их распространение в самородном виде. Однако металлическое состояние обычно для меди, серебра и особенно ртути. Самородные минералы образуют также полуметаллы — As, Sb и Bi и неметаллы — S, Se и Te.

Большинство литофильных элементов, как правило, не образует самородных минералов из-за сильного сродства к кислороду, а также в связи с нестабильностью (радиоактивностью) некоторых соединений. В самородном виде часто встречаются атмофильные, а также сидерофильные элементы, тогда как благородные газы — исключительно самородные.

Геохимическая дифференциация элементов показана на фиг. 67.

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	*S*	Cl	A
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	**Fe**	**Co**	**Ni**	*Cu*	*Zn*	*Ga*	Ge	*As*	*Se*	Br	Kr
Rb	Sr	Yt	Zr	Nb	**Mo**	Tc	**Ru**	**Rh**	**Pd**	*Ag*	*Cd*	*In*	Sn	*Sb*	*Te*	I	X
Cs	Ba	R.E.	Hf	Ta	W	Re	**Os**	**Ir**	**Pt**	**Au**	*Hg*	*Tl*	*Pb*	*Bi*	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U												

Металлические связи	Атомные (ковалентные) и частично вандерваальсовы связи	Вандерваальсовы связи

Фиг. 67. Периодическая таблица элементов с их геохимической характеристикой и типом связи.

Жирным шрифтом обозначены сидерофильные элементы, курсивом — халькофильные элементы, корпусом — литофильные (включая атмофильные) элементы.

Известно около 80 представителей класса самородных элементов, составляющих немногим более 0,1% общей массы земной коры. Сюда входят также полиморфные модификации некоторых элементов и некоторые твердые растворы. Редко встречающиеся карбиды, нитриды, силициды и фосфиды также относятся к данному классу вследствие их тесного сродства с самородным железом и никелем — главными составляющими метеоритов.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ И СВОЙСТВА

По типу кристаллохимических связей химические элементы разделяют на три главные группы: а) исключительно с вандерваальсовыми связями, б) с атомными (ковалентными) и отчасти металлическими или вандерваальсовыми связями и в) с металлическими связями (фиг. 67).

Металлические связи определяют такие свойства, как непрозрачность, металлический блеск и хорошую тепло- и электропроводность. Указанные свойства обусловлены электронами, находящимися на внешних орбитах атомов и образующими «электронный газ». Эти электроны свободно перемещаются между положительно заряженными атомами металлов и удерживают их вместе. Силы связи, равномерно распределенные по всем направлениям, создают плотнейшую упаковку атомов. Существуют два типа плотнейших упаковок, атомы которых имеют координацию 12. Это *кубическая плотнейшая упаковка*, соответствующая гранецентрированной кубической решетке $Fm\bar{3}m$, и *гексагональная плотнейшая упаковка* $c6/mmc$. Третий тип, возможный для металлов,— объемноцентрированная кубическая решетка,— менее плотный. Заполненное пространство составляет в нем лишь 68,1%, тогда как в первых двух плотнейших упаковках заполнено 74,1% пространства. При пластической деформации металлов происходит перемещение атомов вдоль плоскостей, обладающих максимальной плотностью. Они соответствуют октаэдрическим граням в кубической и пинакоидальным граням в гексагональной плотнейшей упаковке. Таким образом, последняя имеет только одну плоскость скольжения {0001}, тогда как в первой присутствуют четыре плоскости, соответствующие граням {111}. Металлы, обладающие подобной структурой, должны быть более ковкими. Тип структуры иногда зависит от температуры. Примером служит кобальт, который кристаллизуется при высоких температурах в кубической и при низких температурах — в гексагональной плотной упаковке.

В кристаллических структурах полуметаллов и неметаллов каждый атом окружен (8 — N) ближайшими к нему атомами, где N обозначает номер группы в периодической системе, к которой принадлежит элемент. В этом случае связи ковалентны и, следовательно, ориентированы в пространстве. Например, структура селена и теллура (в шестой группе) образована спиральными цепочками атомов; каждый из них окружен двумя соседними атомами в соответствии с правилом (8 — N). Цепочечное расположение атомов определяет положительный оптический характер и сильное двупреломление этих двух элементов. Мышьяк, сурьма и висмут находятся в пятой группе периодической системы. Согласно тому же правилу, каждый атом в структуре ковалентно связан с тремя ближайшими атомами, сама же структура — слоистого типа. Все вышесказанное приложимо к структуре алмаза, в которой каждый атом углерода находится в четверной координации.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Самородные элементы встречаются в природе в соответствии с их геохимическим характером. Сидерофильные элементы группы железа и платины почти всегда связаны с ультраосновными и основными магмами и встречаются в виде вкрапленников или сегрегаций. Увеличение концентрации и обогащение этих элементов происходит под действием гидротермальных или супергенных процессов. Последние иногда приводят к образованию значительных россыпных месторождений.

Халькофильные элементы преимущественно образуются в гидротермальных или супергенных условиях. Сера осаждается главным образом в водных бассейнах при участии микроорганизмов. Углерод как сидерофильный

элемент может концентрироваться в основных магмах, из которых при высоких давлениях он кристаллизуется в виде алмаза. Его полиморфная модификация, графит, представляет собой типичный продукт метаморфизма. Как правило, он образуется за счет угля или других органических веществ в осадочных породах.

КЛАССИФИКАЦИЯ

В соответствии с геохимико-кристаллохимическим принципом, изложенным в предыдущей главе, классификацию самородных элементов можно представить следующим образом:

А. Металлы
1. Группа платины
2. Группа железа
3. Группа цинка
4. Группа золота
5. Группа ртути

Б. Полуметаллы и неметаллы
1. Группа висмута
2. Группа теллура
3. Группа серы
4. Группа углерода

В. Карбиды, нитриды и фосфиды

В этой классификационной схеме сначала расположены самородные элементы сидерофильного характера с металлическим типом связи, далее халькофильные с металлическими или ковалентными связями. С другой стороны, самородные элементы могут находиться как в собственно магматических, так в гидротермальных и супергенных образованиях. Это подчеркивает, что с увеличением атомного радиуса элементов усиливается тенденция их миграции в наружные слои.

А. МЕТАЛЛЫ

1. Группа платины

Из шести элементов группы — платины, иридия, осмия, палладия, родия и рутения — только первые три встречаются в природе в виде самостоятельных минералов.

Иридий и осмий всегда образуют твердые растворы, существуя в природе как иридосмин (содержание Os 35—80%) или осмирид (содержание Os менее 35%). Платина, иридий и осмий представляют собой тяжелые платиновые металлы (уд. в. около 22), три других члена группы (Pd, Ru, Rh) — более легкие (уд. в. около 12). Палладий, вероятно, встречается в природе по крайней мере в виде гексагональной модификации (аллопалладий), тогда как остальные элементы находятся в виде примесей в тяжелых платиновых металлах. Считается, что станнопалладинит имеет состав Pd_3Sn_2. Звягинцевит $(Pd, Pt)_3(Sb, Sn)$ кубический ($Pm3m$), $a_0 = 4{,}02$, встречается в ассоциации с ферроплатиной в пентландит-кубанит-халькопиритовых жилах.

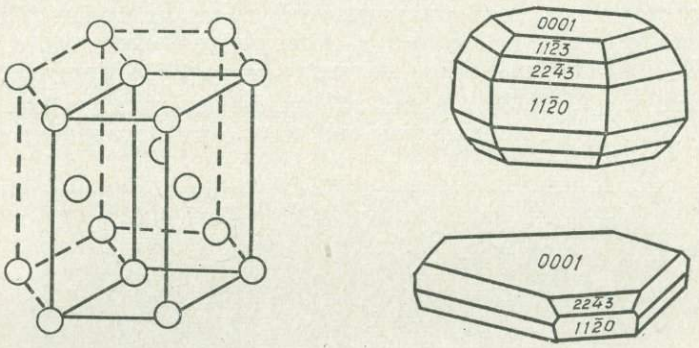
Платина Pt. Первоначально обнаружена в золотоносных песках реки Пинто в Колумбии. Описана в 1750 г. как белое золото или «платина из Пинто». Платина — уменьшительное от *плата* (испанское обозначение серебра).

Самородная платина как вид представляет собой твердый раствор, содержащий более 50% Pt, с металлом той же или других групп, преимущественно с железом. Отсюда первоначальное название обычной платины поликсен (по-гречески «принимающий много гостей»). Сплавление (образование твердых растворов) платиновых металлов обусловлено близостью их атомных радиусов, вызванной «лантанидным сжатием». Разновидности:

ферроплатина, содержащая 10—30% Fe; *купроплатина* с 14% Cu; *норильскит* с 25% Fe и 26% Ni; *никель-платина*, содержащая около 3% Ni; *палладистая платина* с 7—40% Pd; *платинистый иридий*, содержащий до 70% Ir; *родистая платина* с 5% Rh и др.

Кристаллографическая характеристика. Кубическая, гексоктаэдрический в. с. $Fm3m$, $a_0 = 3{,}924$ Å (чистая Pt), 3,831 Å (чистый Ir), $Z = 4$. Структура: кубическая плотнейшая упаковка. Главные формы: *a* {001}, *d* {011}, *o* {111}, редко *e* {012}, *f* {013} и др., причем первая преобладает. Двойникование по {111}. Обычно встречается в виде мелких зерен или самородков весом до 8 *кг*. Главные линии на рентгенограмме: 2,27(9) — 1,956(8) — 1,384(8) — 1,180(10) — 0,898(7) — 0,875(7).

Физические свойства. Спайность отсутствует; излом занозистый. Очень дуктильна (т.е. ковкая и тягучая); например, из 1 *г* чистой платины можно



Фиг. 68. Структура (плотнейшая гексагональная упаковка) и формы кристаллов иридосмина.

вытянуть проволоку длиной около 500 *км*. Тв. 4—4,5. Уд. в. 21,5 (чистая Pt); для минералов платины меньше. Т. пл. 1774° С. Платинистый иридий имеет тв. 6—7, уд. в. 22,66 и т. пл. 2360° С. Цвет стально-серый до серебристо-белого с желтым оттенком (платинистый иридий). Металлический блеск. В полированных шлифах белый, изотропный.

Нахождение. Встречается в коренных месторождениях или в россыпях. Первые бывают двух типов: а) вкрапления или локальные импрeньяции самородной платины в ультраосновных изверженных породах (дунитах), ассоциированных с хромитом и б) медно-никелевые сульфидные скопления в основных (норитовых) породах. В основных магмах при температурах 1300—1500° С происходит отделение сульфидов от силикатного расплава. Хромит, осмий, иридий и платина отделяются при более высоких температурах; палладий — при той же или более низкой температуре, и, таким образом, он захватывается сульфидным расплавом. Поэтому самородная платина и осмирид являются главными минералами в первом типе месторождений. Во втором типе содержится много палладия и платины, часто встречающихся в виде арсенида (сперрилит).

Крупные месторождения первого типа известны вблизи Нижнего Тагила на Урале. Здесь помимо коренных месторождений имеются также богатые элювиальные и аллювиальные россыпи. Примером месторождений второго типа являются магматический комплекс Бушвелд в Южной Африке и Садбери в Канаде. Известны также контактово-метаморфические платиновые месторождения, а также кварцевые жилы, содержащие платину.

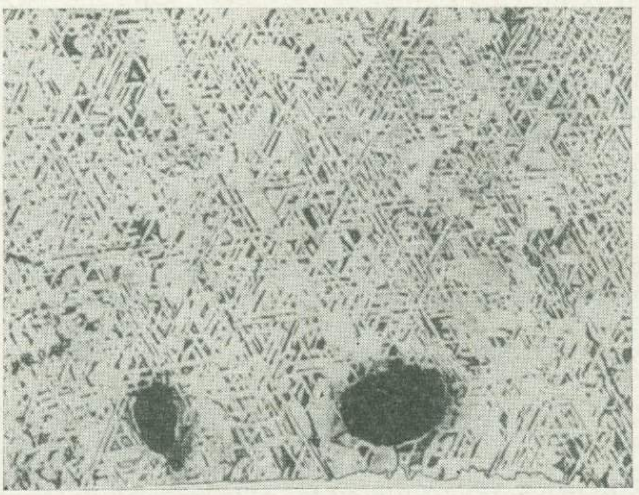
Иридосмин (иридистый осмий [1] Ir, Os) с $Os > 35\%$, и **осмирид (осмистый иридий Os, Ir)** с $Os < 35\%$; дигексагонально-дипирамидальный в. с.

[1] Синоним — невьянскит.— *Прим. перев.*

$P6_3/mmc$, $a_0 = 2{,}62 - 2{,}72$ Å, $c_0 = 4{,}24 - 4{,}29$ Å. Встречается в виде небольших треугольных или гексагональных пластинок с главными формами c {0001}, m {10$\bar{1}$0} и p {10$\bar{1}$1} (фиг. 68). Совершенная спайность по {0001}. Тв. 6—7. Уд. в. 17—21. Оловянно-белый с металлическим блеском; в полированных шлифах белый, слабо анизотропный. Встречается вместе с другими металлами платиновой группы. Крупные месторождения известны на Урале, на острове Тасмания, на острове Калимантан, в северной Калифорнии и в южном Орегоне; два последних приурочены к золотоносным пескам. Главные линии на рентгенограмме: 2,09(10)—2,004(4)—1,060(5)—0,966(4)—0,899(6)—0,837(8).

2. Группа железа

В группу входят земное (теллурическое) *железо*, *аваруит* (Ni, Fe) и две фазы системы Fe — Ni, найденные в метеоритах,— *камасит* с 6—9% Ni и *тэнит* с 48% Ni. Обыкновенное железо (α = Fe), объемноцентрированное кубическое, $Im3m$, $a_0 = 2{,}86$ Å и имеет 2Fe в элементарной ячейке. Оно устойчиво до 910°. Выше этой температуры оно переходит в гранецентрированную



Фиг. 69. Метеоритное железо с видманштедтовой структурой.
Черные участки — троилит (по Браунсу).

кубическую модификацию (γ = Fe), $Fm3m$, $a_0 = 3{,}63$ Å и 4Fe в элементарной ячейке. Никель имеет только гранецентрированную кубическую модификацию, чем и объясняется невозможность образования непрерывного ряда твердых растворов между этими двумя металлами. Камасит характеризуется объемноцентрированной структурой, а тэнит — кубической гранецентрированной. Благодаря близости межплоскостных расстояний {110} камасита и {111} тэнита эти фазы обычно распадаются и образуют характерную видманштеттову структуру многих железных метеоритов (фиг. 69). Главные линии на рентгенограмме α = Fe: 2,02(9)—1,430(7)—1,168(10)—1,012(7).

Земное железо изредка встречается в виде мелких октаэдрических или кубических кристаллов, обычно наблюдающихся в кавернах. В больших массах оно присутствует в вулканических образованиях, которые секут угольные пласты или другие породы, играющие роль восстановителей. В наиболее крупном месторождении самородного железа найдены скопле-

ния весом до 20 *т*. Месторождение острова Диско (Гренландия) принадлежит к последнему типу.

Большие массы аваруита с содержанием Ni до 67% имеются в округах Джозефин и Джэксон в Орегоне, США. Считается, что земное никель-железо типа аваруита возникает путем отделения из перидотитового расплава. Однако Рамдор обнаружил никель-железо в жилах среди серпентинизированных пород, что служит доказательством очень низкой температуры его образования. Мелкие кубические кристаллы самородного *никеля* встречаются в Новой Каледонии.

3. Группа цинка

К этой группе относятся самородный *цинк*, *индий* и *олово*, найденное почти исключительно в виде неправильных округлых зерен. Цинк — гексагональный ($P6_3/mmc$), $a_0 = 2{,}66$; $c_0 = 4{,}94$ Å; $Z = 2$; структура характеризуется гексагональной плотнейшей упаковкой. Однако атомы несколько смещены вдоль шестерной оси, что обусловливает совершенную спайность по {0001}. Тв. 2. Уд. в. 6,7—7,2. Т. пл. 419,4°. Главные линии на рентгенограмме: 2,311(5)—2,092(10)—1,683(8)—1,339(9)—1,173(9)—1,128(6). Олово является тетрагональным $I4_1/amd$, $a_0 = 5{,}83$ Å, $c_0 = 3{,}18$ Å, $Z = 4$. Структура типа алмаза, но деформированная вдоль оси *с*. Спайность отсутствует. Тв. 2—2,5. Уд. в. 7,31. Главные линии на рентгенограмме: 2,91(10)—2,79(9)—2,05(7)—2,01(10)—1,65(7)—1,480(7). Индий тетрагональный, $a_0 = 3{,}25$ Å, $c_0 = 4{,}95$ Å.

Происхождение этих металлов в природе не вполне выяснено; встречены они в вулканогенных продуктах.

4. Группа золота

Включает самородную *медь*, *золото*, *серебро* и *свинец*. Все они кристаллизуются в гексоктаэдрическом классе кубической сингонии, $Fm3m$, $a_0 =$ = 3,608 (Cu), 4,070 (Au), 4,077 (Ag), 4,940 Å (Pb), с четырьмя атомами в элементарной ячейке. Вследствие лантанидного сжатия размеры атомов серебра и золота одинаковы (1,44 Å), чем объясняется широкая изоморфная смесимость этих двух металлов. Медь образует эвтектику с серебром и золотом. Размер атомов свинца намного больше (1,74 Å), поэтому между ним и другими металлами группы нет изоморфизма. Все четыре металла редко встречаются в виде хорошо оформленных кристаллов. Главные формы: *о* {111}, *а* {100} и *d* {110}, часто измененные *т* {113}, *е* {012} и др. (фиг. 70). Золото, свинец и серебро обычно образуют октаэдрические, а медь — кубические и додекаэдрические кристаллы. Распространено двойникование по {111}. Главные линии на рентгенограммах:

Золото 2,35(10) — 2,03(9) — 1,437(8) — 1,226(9) — 0,933(7) — 0,909(7)
Серебро 2,37(10) — 2,05(8) — 1,443(8) — 1,232(9) — 0,936(6) — 0,912(6)
Медь 2,085(9) — 1,806(8) — 1,276(10) — 1,089(9) — 1,042(5)
Свинец 2,86(9) — 2,48(8) — 1,753(9) — 1,494(10) — 1,138(10) — 1,108(10)

Из четырех металлов наиболее широко распространено золото. Свинец встречается крайне редко и найден главным образом в Лонгбане, Швеция, в виде крупных кристаллических скоплений до 50 *кг*.

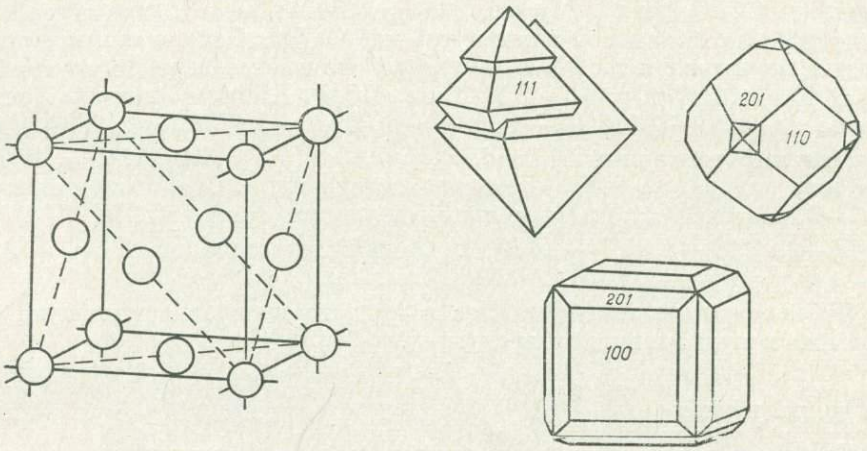
Золото Au. Алхимики обозначали его как Солнце («Сол»). Серебристое золото, содержащее около 20% серебра, известно под названием *электрум*. Другие разновидности представлены палладистым золотом (*порпецит* с содержанием Pd до 10%), родистым, медистым и висмутистым золотом.

Кристаллографическая характеристика. Кубическое, гексоктаэдрический в. с. $Fm3m$. Преобладающий октаэдрический облик объясняется кубической плотнейшей упаковкой; менее распространены додекаэдрический и кубический габитусы.

Обычно встречаются дендриты или губчатые агрегаты, неправильные окатанные зерна и массы (самородки) или чешуйки.

Физические свойства. Тв. 2,5—3. Уд. в. 19,3. Т. пл. 1062°. Цвет золотисто-желтый; у разновидностей, богатых серебром — более бледный, в полированных шлифах ярко-желтый.

Нахождение. Концентрация золота в земной коре обусловлена, с одной стороны, отложением из восходящих гипогенных растворов, а с другой стороны — супергенными, преимущественно механическими процессами. Золото генетически связано главным образом с кислыми (гранитными) магмами.



Фиг. 70. Структура (плотнейшая кубическая упаковка) и форма кристаллов золота (верхний ряд) и меди.

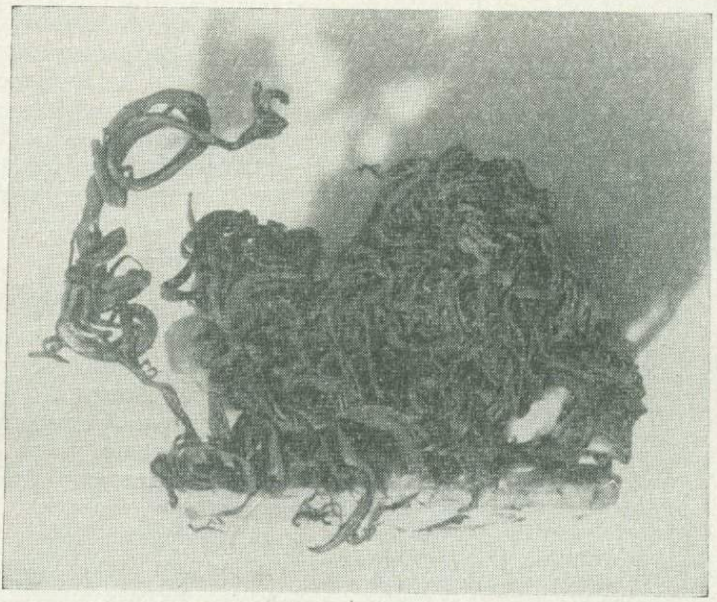
Склонность золота к миграции обусловливает его концентрацию в постмагматических растворах и последующее отложение на различных фазах гидротермального процесса. В высокотемпературных гидротермальных месторождениях присутствует самородное золото, часто в виде включений в минерале-хозяине, например, в арсенопирите, пирротине, пирите и др., а также в виде теллуридов золота. Примерами этого типа служат докембрийские и раннепалеозойские месторождения в Поркьюпайне, Онтарио; Морро-Вело в Минас-Жераис, Бразилия; в Западной Австралии; на Урале (Кочкарь) и др. Золото среднетемпературных гидротермальных месторождений преимущественно самородное и отчасти рассеяно в сульфидных минералах, например в пирите, халькопирите, галените, тетраэдрите — теннантите, развитых в кальците, барите, доломите и кварце. К этому типу относится одно из наиболее важных месторождений золота в Западной Австралии, Березовское на Урале и месторождения Якутии, а также месторождения Калифорнии в США. В низкотемпературных гидротермальных месторождениях обнаруживаются переходы в высокотемпературные месторождения. В качестве типоморфных минералов наряду с теллуридами золота они содержат антимонит и халцедон (месторождения в Трансильвании, Румыния; Колорадо, США; рудник Уайхи, Новая Зеландия; Япония). Как правило, более низкотемпературные месторождения золота богаче серебром.

Частая ассоциация самородного золота с пиритом в низкотемпературных месторождениях свидетельствует, по мнению В. В. Щербины, о пере-

носе золота в форме легкорастворимого соединения Na_3AuS_3:

$$2Na_3AuS_3 + 3FeCO_3 \longrightarrow 2Au + 3FeS_2 + 3Na_2CO_3.$$

Значительная концентрация золота установлена в сульфидных месторождениях, подвергшихся выветриванию. Золото легко растворяется в серной кислоте, содержащей хлориды и MnO_2, но может осаждаться карбонатами или сульфидами. Это обусловливает значительную концентрацию вторичного золота на границе сульфидных руд и «железной шляпы» в знаменитом руднике Рио-Тинто, Испания. Крупнейшее в мире месторождение золота,



Фиг. 71. Проволочные агрегаты серебра из Конгсберга.

Витватерсранд, в Южной Африке, представлено золотоносными конгломератами, испытавшими последующее обогащение в процессе гидротермальной деятельности и регионального метаморфизма.

Серебро Ag. Алхимики называли его Луна. Разновидность, богатая золотом, называется *кюстелит*. Содержит также ртуть (*амальгама*), медь, мышьяк, сурьму или висмут (*чиленит*).

Кристаллографическая характеристика аналогична золоту. Встречается в виде чешуйчатых, массивных, древовидных и проволочных агрегатов (фиг. 71).

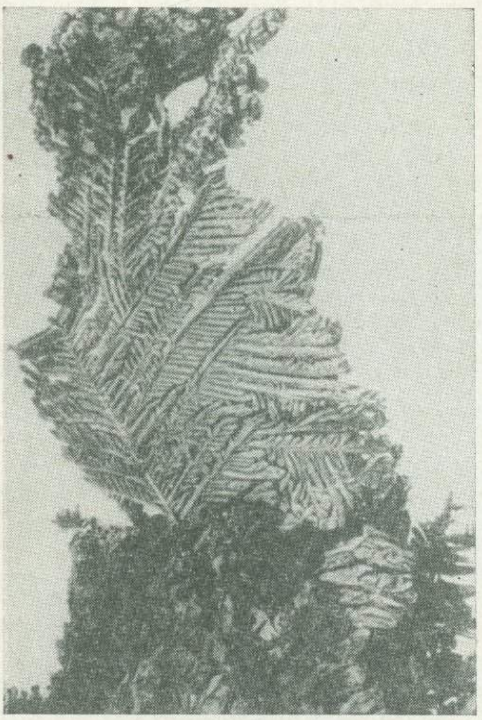
Физические свойства. Тв. 2,5—3. Уд. в. 10,5. Цвет серебристо-белый, при потускнении становится коричневатым до серого и черного. В полированных шлифах блестящий белый, с наивысшей известной отражательной способностью. При обычных температурах обладает наилучшей электропроводностью. При увеличении содержания золота или других примесей электропроводность уменьшается. Т. пл. 960,6°.

Нахождение. Самородное серебро обычно встречается в гидротермальных образованиях и реже как продукт изменения серебросодержащих минералов (в восстановительных условиях). Гипогенное серебро развито либо в парагенезисе с аргентитом (рудник Конгсберг, Норвегия), либо в ассоциации с различными минералами серебра, такими, как штромейерит, дискразит, сульфосоли серебра, а также арсенидами кобальта и никеля (Кобальт,

Онтарио, где были найдены глыбы весом до 800 *кг*; Потоси в Боливии; Гуанахуато и Сакатекас в Мексике; месторождения Большого Медвежьего озера в Канаде, где к парагенезису прибавляется уранинит). Меньшие количества самородного серебра вместе с аргентитом и серебряными сульфосолями найдены в Андреасберге, ГДР, и во многих месторождениях Мексики.

Самородное серебро часто замещено хлоридами серебра или другими соединениями.

Медь Cu. Алхимики называли ее Венерой. Название происходит от Кипра, где впервые был обнаружен этот металл. Первичная самородная медь содержит небольшие количества Ag, Fe, Au, As или других элементов. Вторичная медь обычно более чистая.



Фиг. 72. Дендритная медь из Панагюрище, Болгария (натуральная величина).

Кристаллографическая характеристика аналогична золоту и серебру. Преобладают кубические и додекаэдрические формы с очень частым двойникованием по {111}. Обычно встречается в виде неправильных массивных или дендритовых агрегатов (фиг. 72).

Физические свойства. Тв. 2,5—3. Уд. в. 8,94. Т. пл. 1083°. Цвет медно-красный. В полированных шлифах розово-белый. Обладает прекрасной электропроводностью.

Нахождение. Значительные количества самородной меди образуются при воздействии супергенных медьсодержащих растворов на минералы железа, например гематит. Она образуется также при взаимодействии растворов меди с растворами сульфатов двухвалентного и трехвалентного железа в зоне окисления медных месторождений:

$$CuSO_4 + 2FeSO_4 = Fe_2(SO_4)_3 + Cu,$$
$$CuSO_4 + Fe = FeSO_4 + Cu.$$

Последняя реакция часто имеет место при горных работах, когда осколки железного бура покрываются коркой меди, восстановленной из медьсодержащих растворов рудничных вод. Процесс восстановления растворов сульфата меди гематитом привел к образованию наиболее крупного из известных месторождений самородной меди на полуострове Кивино в районе Верхнего озера, где были найдены глыбы весом около 400 *т*. В этом районе самородная медь вместе с кальцитом, цеолитами, хлоритом, пренитом, эпидотом, пумпеллиитом, адуляром и другими минералами выполняет миндалины в основных лавах и конгломератах. Всемирно известны также месторождения самородной меди в Монтекатини, Италия, и Туринские рудники на Урале.

5. Группа ртути

Наряду с самородной ртутью группа включает амальгамы серебра — *конгсбергит* 4[Ag, Hg], (a_0 = 4,10 Å), кристаллизующиеся аналогично серебру в гексоктаэдрическом классе кубической сингонии, а также *мошелланд-*

сбергит 10 [Ag_2Hg_3]. Последний кристаллизуется в том же классе, но обладает объемноцентрированной кубической решеткой $Im3m$ ($a_0 = 10{,}02$ Å), поэтому его кристаллы имеют типично додекаэдрический габитус. Редкими представителями этой группы являются *амальгама золота* с 40% Au и *потарит* (PdHg, тетрагональный) с содержанием Pd около 35%.

Самородная ртуть является единственным жидким минералом (кроме воды). Обычно она встречается в виде оловянно-белых капель в ассоциации с киноварью. При температуре —39° ртуть затвердевает в виде ромбоэдрических кристаллов $R\bar{3}m$, $a_{rh} = 2{,}99$ Å, $\alpha = 70°31'$, $Z = 1$. Уд. в. 13,59. В древности ртуть была известна как «жидкое серебро». Еще в 210 г. до н. э. китайцы использовали ее для раскраски океанов и рек на картах своей страны.

Б. ПОЛУМЕТАЛЛЫ И НЕМЕТАЛЛЫ

В этот подкласс входят: группа висмута, содержащая Bi, Sb и As; группа теллура с Te и Se; группа серы с ее полиморфными модификациями и группа углерода, включающая алмаз и графит.

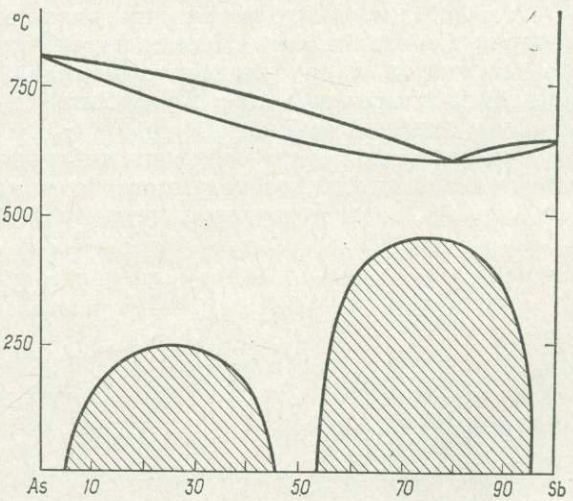
Как видно из таблицы, свойства элементов первых трех групп существенно варьируют:

	R_A, Å	Пространственная группа	Уд. в.	Тв.	Отражательная способность, %	Точка плавления, °
Bi	1,55	$R\bar{3}m$	9,75	2,5	71,3	271,3
Sb	1,45	$R\bar{3}m$	6,68	3	74,4	630,5
As	1,25	$R\bar{3}m$	5,70	3,5	52,6	817
Te	1,43	$C3_12$	6,20	2,3	56,5	452
Se	1,16	$C3_22$	4,80	2	30,5	217,4
S	1,04	$Fddd$	2,07	1,5	12,3	112,8

С уменьшением атомных радиусов блеск изменяется от металлического до полуметаллического и неметаллического (сера), а цвет — от серебристо-белого через оловянно-белый (Bi, Sb, As) к серому (Te, Se) и лимонно-желтому (S). Соответственно меняется и кристаллическая структура от высшей симметрии к низшей. Наиболее низкая симметрия представлена моноклинными модификациями серы.

1. *Группа висмута*

Эту группу представляют самородные *висмут*, *сурьма* и *мышьяк*. Согласно Вретбладу, мышьяк и сурьма образуют три гомогенные фазы: богатую мышьяком, богатую сурьмой и стибарсен, содержащий около 50% каждого из них (фиг. 73). *Аллемонтит* (из Аллемона во Франции) представляет собой смесь этих трех фаз.



Фиг. 73. Диаграмма состояния системы As — Sb (по Вретбладу).

Висмут Bi. Содержит следы Sb, As, S, Te и других элементов.

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}m$, $a_{rh} = 4{,}74$ Å, $\alpha = 57°16'$, $Z = 2$. Структура слоистая. Слои

ковалентно связанных атомов располагаются параллельно {0001}. Каждый атом окружен тремя атомами данного слоя и тремя другими атомами из соседнего слоя, находящегося на большем расстоянии (фиг. 74). Эта структура, свойственная также мышьяку и сурьме, может рассматриваться как несколько деформированная гранецентрированная кубическая решетка с ромбоэдрическим углом около 90°. Последний соответствует углу между формами {01$\bar{1}$2} и {11$\bar{0}$2}, равного для висмута 92°70′. Наиболее распространены формы *c* {0001}, *m* {10$\bar{1}$0}, *e* {10$\bar{1}$4}, *p* {10$\bar{1}$2}, *r* {10$\bar{1}$1} и *P* {01$\bar{1}$2}. Часто с двойникованием по {10$\bar{1}$4}. Обычно встречается в виде зерен, зернистых масс или перистых дендритов, реже в виде хороших кристаллов. Главные линии на рентгенограмме: 3,21(10) — 2,34(7) — 2,245(9) — 1,480(9) — 1,435(10).

Физические свойства. Совершенная спайность по {0001}, вдоль слоев структуры, хорошая по {10$\bar{1}$1}. Тв. 2—2,5. Уд. в. 9,70—9,83. Цвет серебристо-белый с радужной побежалостью. В полированных шлифах кремовато-белый, со слабым двуотражением и отчетливой анизотропией в соответствии с анизометрической структурой.

Нахождение. Самородный висмут как сравнительно высокотемпературный минерал встречается в гидротермальных и пегматитовых жилах, в парагенезисе с молибденитом, вольфрамитом, касситеритом и висмутином. Широко известны месторождения в Шнеберге и Аннаберге, Саксония, ГДР; Сан-Бальдомеро, Потоси и Оруро, Боливия; Чиллагу и Кингсгейт, Австралия.

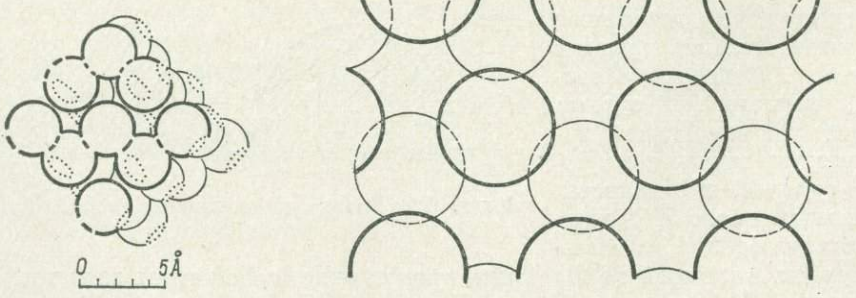
Сурьма Sb. Содержит небольшие количества Ag, As, Fe и др.

Кристаллографическая характеристика аналогична висмуту. $a_{rh} = 4{,}50$ Å, $\alpha = 57°05'$. Кристаллы псевдокубические или толстотаблитчатые (фиг. 75). Обычно массивные, пластинчатые или почковидные агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 3,44(6) — 2,249(10) — 2,151(10) — 1,765(8) — 1,552(8) — 1,366(10).

Физические свойства. Спайность такая же, как у висмута. Тв. 3—3,5. Уд. в. 6,61—6,72. Цвет оловянно-белый. В полированных шлифах анизотропна со слабым двуотражением.

Нахождение. Встречается как низкотемпературный гидротермальный минерал в жилах вместе с антимонитом, аллемонтитом, сфалеритом, пиритом, галенитом и другими минералами в Аллемоне, Франция; Сараваке, Калимантан; Брокен-Хилле, Австралия, и в других местах. При изменении образует окислы сурьмы.

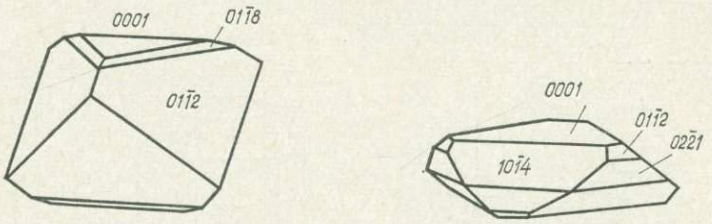
Мышьяк As. Часто содержит небольшие количества Sb, Ag, Fe, Ni и других элементов. Арсеноламприт представляет собой ромбическую модификацию As, соответствующую черному фосфору.



Фиг. 74. Схема структуры Bi, Sb и As.
Справа слой атомов полуметалла в проекции на {0001}.

Кристаллографическая характеристика аналогична висмуту. $a_{rh} = 4{,}14$ Å, $\alpha = 54°07'$. Кристаллы редки, обычно встречаются в виде зернистых, сетчатых, гроздьевидных или сталактитовых масс. Двойникование по {10$\bar{1}$4} бывает редко (ср. висмут). Главные линии на рентгенограмме: 3,14(8) — 2,74(10) — 2,04(9) — 1,867(10) — 7,76(8) — 1,53(10).

Физические свойства. Совершенная спайность по {0001}. Спайность по {10$\bar{1}$1}, проявляющаяся у висмута и сурьмы, отсутствует. Тв. 3,5. Уд. в.



Ф и г. 75. Формы кристаллов сурьмы и мышьяка.

5,63—5,78. Цвет оловянно-белый, при потускнении до темно-серого. В полированных шлифах белый, анизотропный, со слабым двуотражением.

Нахождение. Подобно сурьме, мышьяк относится к типичным низкотемпературным минералам, ассоциирующим с серебром, реальгаром, аурипигментом, антимонитом, галенитом, сульфидами никеля и кобальта; из жильных минералов с карбонатами. Найден во Фрейберге, Шнеберге, Аннаберге, Андреасберге, ГДР; Сент-Мари-о-Мин, Эльзас; Акадани, Япония; Калгурли, Западная Австралия. При изменении обычно образует арсенолит As_2O_3.

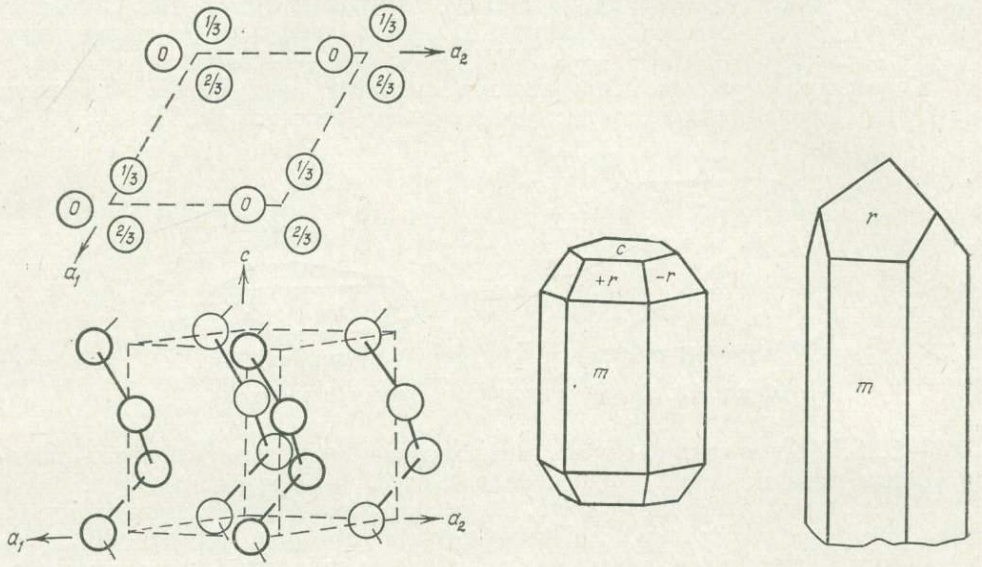
2. Группа теллура

Оба полуметалла *теллур* и *селен* кристаллизуются в тригонально-трапецеэдрическом классе, $C3_12$ или $C3_22$. Элементарная ячейка содержит 3Te(Se), $a_0 = 4{,}34$ A (Se), $a_0 = 4{,}455$ (Te) и $c_0 = 4{,}95$ Å (Se), $c_0 = 5{,}91$ Å (Te) Структура цепочечного типа, с тройными винтовыми осями, направленными вдоль кристаллографической оси *c* (фиг. 76). Несмотря на изоструктурность, эти два элемента отличаются морфологически. В кристаллах селена наряду с гексагональной призмой *m* {10$\bar{1}$0} обычно развивается только положительный ромбоэдр *r* {10$\bar{1}$1} и отсутствует *c* {0001}, тогда как в кристаллах теллура в дополнение к отрицательному ромбоэдру —*r* {01$\bar{1}$1} развивается *c* {0001} (фиг. 76). (0001) $\wedge$ (10$\bar{1}$1) = 52°38′ (Se), 56°55′ (Te). Кристаллы обоих самородных элементов игольчатые с удлинением по [0001], что соответствует цепочечной структуре. Главные линии на рентгенограммах: 3,85(5) — 3,22(10) — 2,33(8) — 2,22(7) — 1,82(6) — 1,61(6) (Te); 2,975(10) — 2,06(10) — 1,755(10) — 1,642(8) — 1,634(8) — 1,424(8) (Se).

Существенное различие между двумя элементами заключается в их спайности. Для теллура она совершенная по {10$\bar{1}$0}, для селена ясная по {01$\bar{1}$2}. Теллур оловянно-белый, селен — серый. В полированных шлифах оба белые, сильно анизотропные со слабым двуотражением. В очень тонких пластинках селен пропускает красный свет. В соответствии с цепочечной структурой он оптически положителен: $n_0 = 3{,}00$, $n_e = 4{,}04$. Селен является хорошим проводником; его электропроводность зависит от интенсивности падающего света.

Самородный теллур представляет собой гидротермальный минерал, для которого характерна ассоциация с самородным золотом, теллуридами золота и серебра, галенитом, алабандином MnS и другими минералами в золотоносных и теллуроносных районах Трансильвании, Западной Австралии,

Японии, Канады и Колорадо, США. Встречаются сравнительно большие кристаллы (до 3 *см*) в рудниках Балия, Малая Азия. Селен образуется



Ф и г. 76. Структура и форма кристаллов теллура (слева) и селена (справа).

в фумаролах, обычно в виде примеси к сере (селеновая сера), например, в вулканах Японии, на Липарских островах и в других местах. Игольчатые кристаллы селена были найдены после пожаров в сульфидных рудниках.

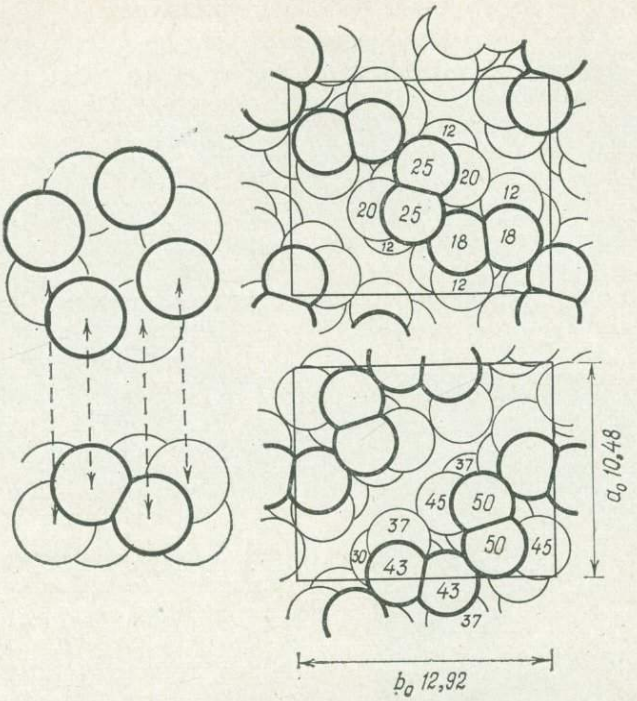
3. Группа серы

Известны три модификации самородной серы: ромбическая — α-S и моноклинные (призматический в. с.) — β-S (сульфурит Фрёбеля) и γ-S (розицкит). Существуют три других искусственных модификации: δ, ε и ξ. Первая из них, по-видимому, моноклинная, а две остальные тригональные. Широко распространена ромбическая модификация α-S.

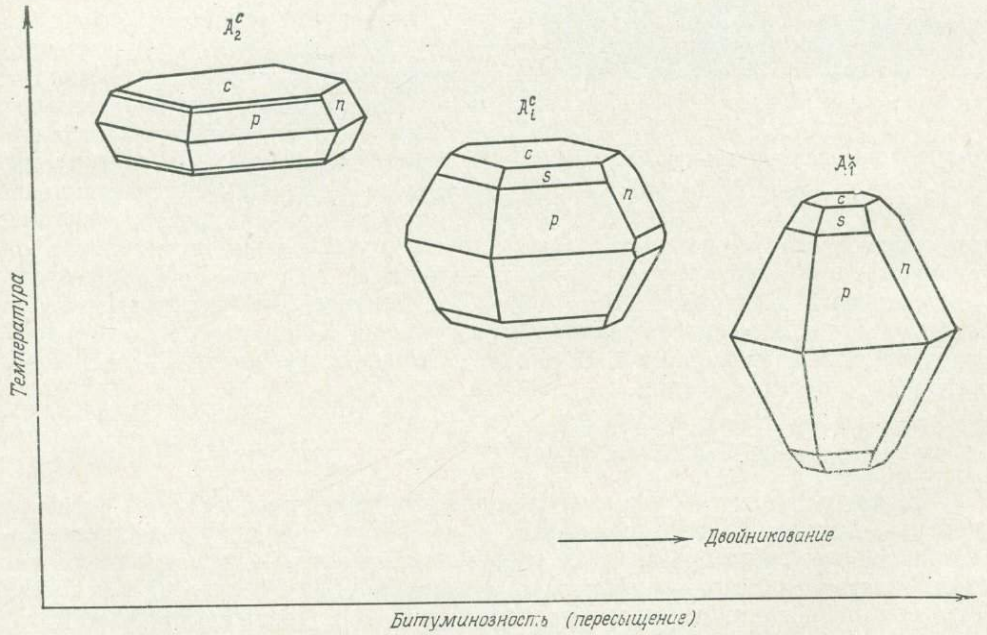
Сера α-S. Иногда содержит небольшие количества селена или теллура или загрязнена битуминозными веществами, глиной и другими примесями.

Кристаллографическая характеристика. Бипирамидальный в. с. *Fddd*, $a_0 = 10{,}48$ Å, $b_0 = 12{,}92$ Å, $c = 24{,}55$ Å, $Z = 128$. Элементарная ячейка содержит 16 кольцевых молекул S_8, расположенных в соответствии со структурной схемой алмаза (ср. фиг. 10 и 83). В ромбической элементарной ячейке центры колец находятся в вершинах, центрах граней и центрах чередующихся октантов (фиг. 77). Габитус кристаллов преимущественно бипирамидальный, иногда тетраэдрический вследствие неравномерного развития бипирамидальных граней (фиг. 78 и 79). Главные формы: *p* {111}, *n* {011}, *e* {101}, *s* {113} и *c* {001}. (001) ∧ (011)=62°17′, (001) ∧ (101)=66°52′, (001) ∧ (111)=71°40′. Редко встречаются двойники по {101}, {011} или {110}. Габитус кристаллов серы соответствует гранецентрированной решетке и плоскостям скольжения, перпендикулярным трем пинакоидам. Помимо хорошо развитых кристаллов размером до нескольких сантиметров, сера встречается в виде массивных натечных или порошковатых агрегатов, а также корочек. Главные линии на рентгенограммах: 3,85(10) — 3,21(7) — 3,10(6) — 2,85(6)— 2,12(6) — 1,90(6).

Физические свойства. Несовершенная спайность по {001}, {110} и {111}; последняя соответствует плоскости отдельности и скольжения. Излом неров-



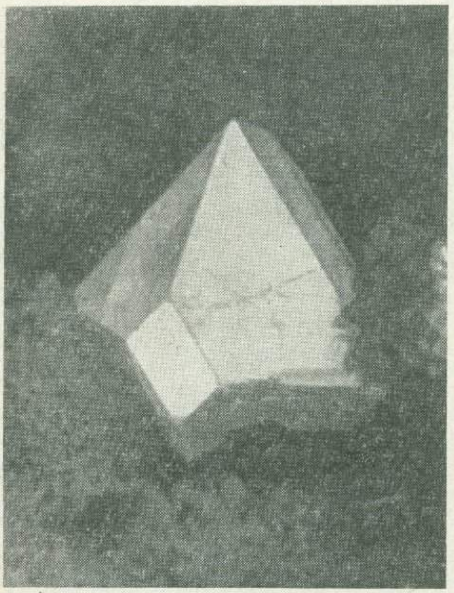
Ф и г. 77. Структура α-серы.
Слева — молекулярное кольцо S_8. Справа — строение элементарной ячейки молекулы серы



Ф и г. 78. Схема предполагаемого изменения габитуса кристаллов серы в зависимости от количества битуминозного вещества (по Юшкину), температуры и пересыщения.

ный до слабораковистого. Цвет желтый, блеск смолистый до жирного. Вследствие подобия цепочечной структуре сера оптически положительна, $(+)2V = 68°58'$; $n_g = 2{,}245$, $n_m = 2{,}038$, $n_p = 1{,}958$ (Na-свет), $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$. При трении сера приобретает отрицательный заряд. Тв. 1—2. Уд. в. 2,05—2,08.

Нахождение. Важнейшие месторождения серы связаны с современной или более древней вулканической деятельностью, а также с жизнедеятельностью микроорганизмов в крупных морских бассейнах. Кроме того, известна сера гидротермального и супергенного происхождения. Сера образуется из вулканических газов как продукт сублимации или путем простых реакций (из сольфатора вблизи Неаполя, у Этны и на острове Волкано). Сера также возникает при выветривании сульфидных месторождений:



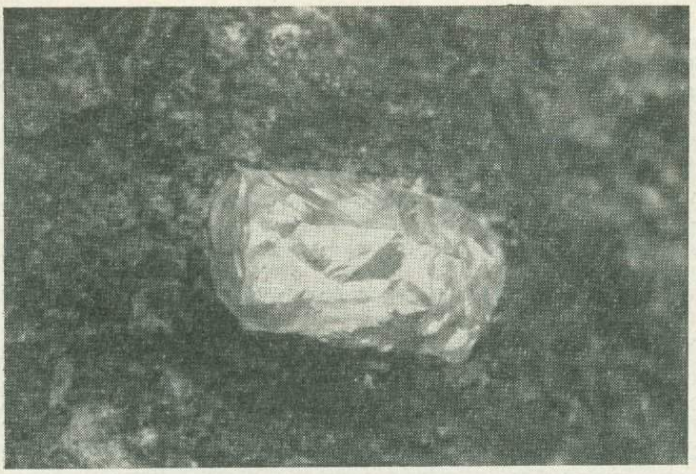
Фиг. 79. Кристаллы серы из Ракалмуто, Сицилия.

$$FeS_2 + Fe_2(SO_4)_3 = 3FeSO_4 + 2S.$$

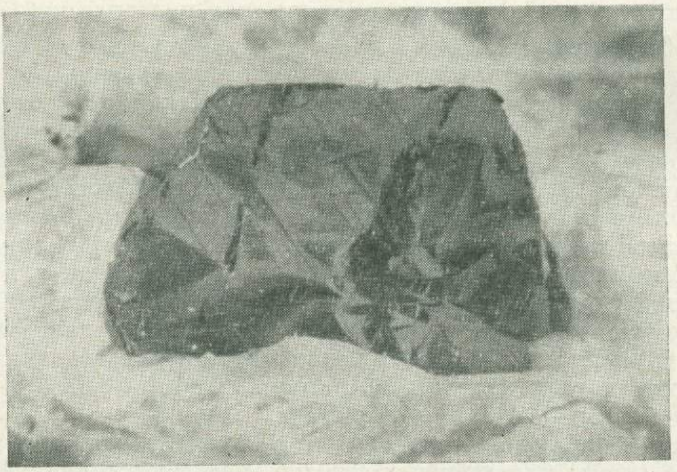
Эта или подобные реакции привели к отложению самородной серы в широко известном месторождении пирита Рио-Тинто, Испания. Наиболее важную роль играют седиментационные месторождения серы. Они тесно связаны с осадочными породами, содержащими гипс, ангидрит, целестин, кальцит, галит и битуминозные вещества. В этом типе месторождений сера образуется либо окислением H_2S, выделяющегося при разложении органического вещества, либо путем восстановления сульфатных минералов до H_2S и последующего его окисления. В образовании H_2S важную роль играют микроорганизмы, особенно сульфат-восстанавливающие и серные бактерии. Первые из них являются анаэробными. Оптимальные условия их существования создаются при недостатке кислорода, в присутствии сульфатов и органических соединений, при температурах 20—30°. Окисление H_2S до серы осуществляется серными бактериями (*Beggiatoa alba*, *Chromatium okeini* и др.). Крупнейшие мировые месторождения серы находятся в Сицилии, Италия; в Каракумах, СССР; в Калабрии, Испания; в Техасе и Луизиане, США. Все они осадочного происхождения.

4. Группа углерода

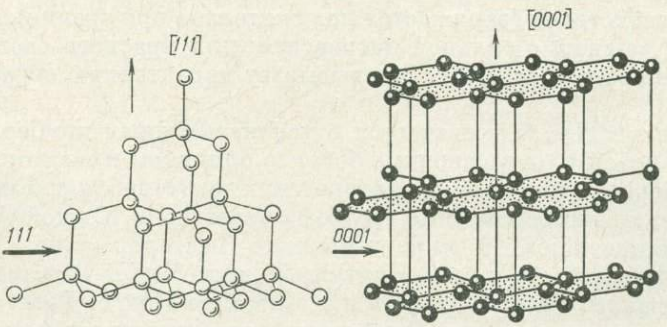
Алмаз и *графит* — две модификации углерода, представляют собой разительный контраст и по структуре, и по физическим свойствам. Алмаз — наиболее твердый из известных минералов, графит — один из самых мягких. Алмаз обычно водянопрозрачен и бесцветен (фиг. 80), тогда как графит серовато-черного цвета и непрозрачен (фиг. 81). Первый кристаллизуется в кубической сингонии, второй — гексагональный, но известна также и тригональная его разновидность. Оба минерала являются хорошим примером правила устойчивости минералов Бюргера и Соболева: графит, в котором атомы углерода находятся в тройной координации, устойчив при высоких температурах. Алмаз с координационным числом 4 устойчив при высоких



Ф и г. 80. Кристалл алмаза из Кимберли, Южная Африка.



Ф и г. 81. Кристалл графита в мраморе из Уорика, Нью-Йорк.



Ф и г. 82. Структура алмаза и графита при горизонтальном положении плоских сеток по [111] и по [0001] соответственно.

давлениях. Графит обладает весьма совершенной спайностью по {0001}, алмаз — совершенной спайностью по {111}. Эти два направления в структурах минералов сопоставимы (фиг. 82).

Лонсдалеит, найденный в метеорите каньона Дьябло, представляет собой гексагональную полиморфную модификацию алмаза со структурой вюртцита — $2H$, $a_0 = 2{,}51$ Å, $c_0 = 4{,}12$ Å; главные линии на рентгенограмме: 2,061(10) — 1,257(6) — 2,17(4) — 1,07(3) — 1,967(2). Другой гексагональный полиморф углерода — *чаоит*, $a_0 = 8{,}95$ Å, $c_0 = 14{,}08$ Å, обнаружен в испытавших метаморфизм удара графитовых гнейсах из кратера Рис в ФРГ. Он встречается в виде пластинок, чередующихся с графитом и расположенных перпендикулярно его плоскости {0001}. Отражательная способность чаоита значительно выше, чем у гексагонального графита ($R \approx 40\%$). Главные линии на рентгенограммах: 4,47(10) — 4,26(10) — 3,71(5) — 3,22(5) — 3,03(7) — 2,55(7) — 2,46(5) — 2,28(7).

Алмаз С. Название происходит от греческого слова «адамс», означающего «непобедимый», вероятно связанного с твердостью и коррозионной стойкостью. Сероватые до черных зернистые или округлые разновидности называются *борт*. Аналогичная разновидность с небольшой примесью графита называется *карбонадо*. *Стюартит* представляет собой борт с примесью окислов железа.

Кристаллографическая характеристика. Кубический, гексоктаэдрический в. с. $Fd\,3\,m$, $a_0 = 3{,}5668°$ Å, $Z = 8$ при температурах около 1200°. При более низких температурах дитригонально-скаленоэдрический со структурой ZnS — $3\,R$ (см. вюртцит), $a_0 = 2{,}52$ Å, $c_0 = 6{,}18$ Å. Его кубическая структура может быть представлена двумя гранецентрированными кубическими решетками, смещенными таким образом, что каждый атом углерода одной из них находится внутри тетраэдров, образованных четырьмя атомами другой (фиг. 83). Обычно алмаз встречается в виде октаэдрических и додекаэдрических кристаллов, часто с округлыми гранями или кривогранными формами, обусловленными их ростом или фигурами растворения. Кристаллы алмаза, образовавшиеся при сравнительно низких температурах, как правило, имеют кубический габитус. Октаэдрический габитус характерен для кристаллов, образовавшихся при более высоких температурах. Увеличение количества бора при постоянном давлении стабилизирует октаэдрический габитус; проводимость кристаллов при этом возрастает. Распространены двойники по {111}. Главные линии на рентгенограмме: 2,05(10) — 1,26(8) — 1,072(7) — 0,813(6) — 0,721(9) — 0,473(7) — 0,358(9).

Физические свойства. Спайность по {111} соответствует максимальным расстояниям между плотнейшими сетками решетки. Уникальная твердость (10) объясняется ковалентным характером связей; по направлению {111} она выше и относительно ниже по направлениям {110} и {100}. Уд. в. 3,51. Бесцветный, иногда желтоватый, голубой, красный или черный. Блеск алмазный до жирного. Обладает флюоресценцией, фосфоресценцией и трибоэлектрическими свойствами (заряжается положительно при трении). Изотропный, $n = 2{,}4175$ (Na-свет) с сильной дисперсией; для красного света $n = 2{,}408$, для голубого света $n = 2{,}451$. Это вызывает характерную «игру» на гранях алмаза.

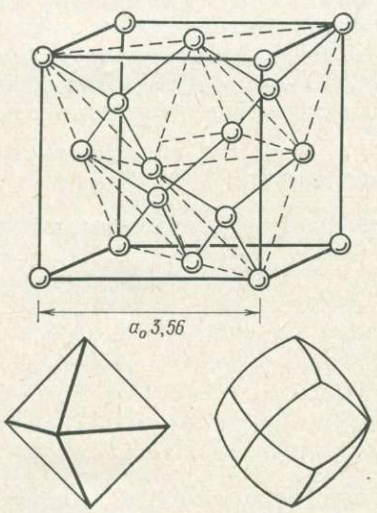
Нахождение. Алмаз встречается в так называемых кимберлитах, представляющих собой ультраосновные богатые оливином и местами флогопитом породы и отвердевшие в виде цилиндрических тел («трубок взрыва») (фиг. 84). Многочисленные кимберлитовые «трубки» известны в Южной Африке возле Кимберли, богатейшего в мире алмазного месторождения. Аналогичные «трубки» обнаружены также в Якутии; Индии; Минас-Жераис, Бразилия, и в Чехословакии. Россыпи имеются в Бассейне Конго, Гане, Танганьике, Венесуэле и других странах. Существуют знаменитые алмазы: Куллинан, имевший первоначальный вес 3106 карат (1 карат = 200 *мг*), найден в Южной Африке; Кохинур — 191 карат (в настоящее время отшлифован и весит 109 ка-

рат), найден в Индии; Питт, или Регент, 140 карат, найден в Индии; Орлов, 199 карат, найден в Индии; Надежда, самый большой окрашенный (голубой) алмаз, 44 карата, найден в Индии; Варгас, 726 карат, найден в Минас-Жераис, Бразилия; Тиффани, желтый алмаз, 128 карат, найден в Южной Африке; Колензо, почти совершенный желтоватый октаэдр, 133 карата, найден в Южной Африке.

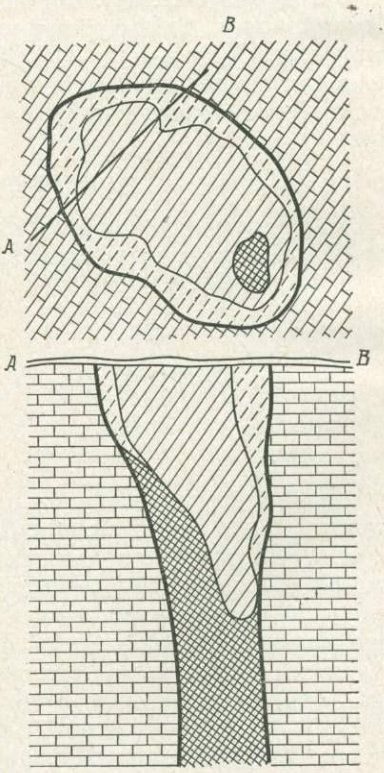
Графит. С. Название отражает его применение для письма. Разновидности *клифтонит*, кубическая псевдоморфная модификация графита, обнаруженная в некоторых метеоритах, вероятно образовавшаяся по алмазу; *графитит* скрытокристаллический, землистый; *шунгит* черный аморфный с небольшим количеством воды.

Кристаллографическая характеристика. Дигексагонально-бипирамидальный в. с. $C6_3/mmc$, $a_0 = 2{,}46$ Å, $c_0 = 6{,}70$ Å, $Z = 4$. В структуре графита копланарные атомы углерода располагаются в вершинах правильных шестиугольников. Каждый атом углерода находится на расстоянии 1,42 Å от трех соседних (фиг. 85). Расстояние между параллельными сетками составляет 3,42 Å. Чередующиеся слои смещены один относительно другого. Вторая модификация, β-графит, представляет собой трехслойную структурную разновидность, что обусловливает его ромбоэдрический вид симметрии $R\,\bar{3}m$, $a_0 = 2{,}46$ Å, $c_0 = 10{,}04$ Å (фиг. 85). Эта модификация сравнительно редка. Графит обычно встречается в виде гексагональных чешуек или таблитчатых кристаллов с главными формами *c* {0001}, *m* {10$\bar{1}$0}, *p* {10$\bar{1}$1}, *r* {10$\bar{1}$3} и *o* {10$\bar{1}$2}: (0001) $\wedge$ (10$\bar{1}$1) = 72°32′, (0001) $\wedge$ (10$\bar{1}$2) = 57°49′. По {0001} часто наблюдается треугольная штриховка под углом 60°. Также встречаются массивные, листоватые, зернистые или землистые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 3,35(10) — 1,675(8) — 1,541(6) — 1,230(9) — 1,154(9) — 1,117(6).

Физические свойства. Совершенная спайность по {0001} и низкая твердость (1—2) соответствуют слоистой структуре. Уд. в. 2,09—2,23. Цвет железно-



Фиг. 83. Структура и наиболее распространенные формы кристаллов алмаза.

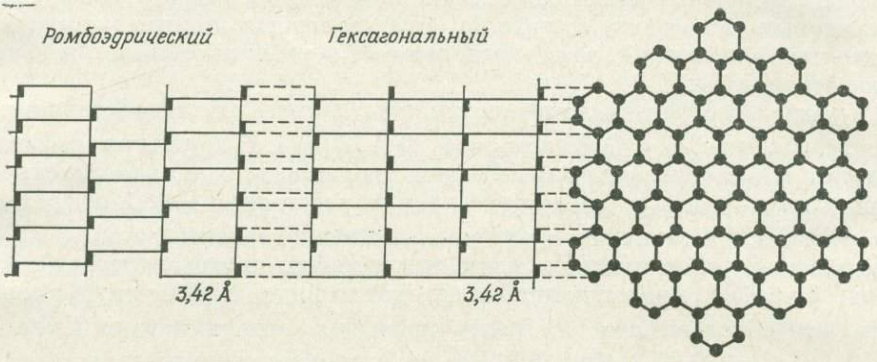


Фиг. 84. Кимберлитовая трубка (план и разрез) в известковых породах месторождения Мир в Якутии.

Косая сетка — зеленовато-черный неизмененный кимберлит; косая штриховка — измененный зеленый кимберлит; пунктирная штриховка — измененный желтый кимберлит; АВ — линия разреза.

черный до стально-серого; в очень тонких зернах прозрачный, темно-синий. Сильно плеохроичный и анизотропный, оптически отрицательный с $n_0 = 2{,}0$ и $n_e = 1{,}5$, что также обусловлено слоистой структурой.

Нахождение. Графит представляет собой преимущественно метаморфогенный манерал, образующийся за счет осадков, богатых органическим веществом. Широко известно месторождение этого типа в Пассау, Бавария. Боготольское (Алиберовское) промышленное месторождение в Восточной Сибири,



Фиг. 85. Схема строения гексагонального и ромбоэдрического графита (по Гренвилл-Уэлсу и Лонсделу).

приуроченное к нефелиновым сиенитам, образовалось под действием высокотемпературных гидротермальных растворов на битуминозные вещества включений известняков. Большие кристаллы (до 20 *см*) найдены в жилах совместно с адуляром, биотитом, ортитом, пиритом и кальцитом на Цейлоне. Крупные кристаллы, рассеянные в мраморе, обнаружены также в Стерлинг-Хилле, Нью-Джерси (фиг. 81). Образование графита происходило либо при распаде битуминозных веществ при сравнительно высокой температуре и низком давлении ($C_xH_y \rightarrow xC + yH$; $CH_4 + O_2 \rightarrow C + 2H_2O$), либо в процессе разложения окиси углерода в таких же условиях ($2CO \rightarrow C + CO_2$). Для образования природных месторождений графита особенно важна последняя реакция.

В. КАРБИДЫ, НИТРИДЫ И ФОСФИДЫ

К этому подклассу относятся следующие минералы, обнаруженные почти исключительно в железных метеоритах:

		Симметрия	Уд. в.	Тв.	Z
Муассанит	SiC	$C6_3mc$	3,21	9,5	6
Когенит	$(Fe, Ni)_3C$	$Pbam$	7,65	6	4
Шрейберзит	$(Fe, Ni)_3P$	$I\bar{4}$	7,44	7	8
Осборнит	TiN	$Fm3m$	5,37		4
Сидеразот	Fe_5N_2		3,15		
Синоит	Si_2N_2O	ромб.	2,84		

Дополнительным членом группы является карбид тантала TaC, обнаруженный на Алтае и в районе Нижнего Тагила на Урале. До последнего времени он считался самородным танталом. Цвет всех минералов группы белый или серый с металлическим блеском. Исключение составляет зеленый до голубовато-черного муассанит. Совершенную спайность по {001} имеет только шрейберзит. Искусственный муассанит называется *карборундом.* Когенит, входящий в состав стали, известен под названием *цементита* Fe_3C. Осборнит встречается в виде золотисто-желтых октаэдров в ольдгамите (CaS) метеоритного происхождения. Сидеразот образует корки на потоках лавы из Этны и Везувия. Синоит обнаружен в хондритовом метеорите из Пакистана.

Сульфиды и сульфосоли

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

К этому классу относится около 250 минералов, представляющих собой соединения металлов с серой, реже с селеном, теллуром или полуметаллами (мышьяком, сурьмой, изредка висмутом). Последние играют существенную роль в составе сульфосолей, образуя в сочетании с серой комплексные группы, аналогичные анионам кислородных кислот (например, $AsS_4 \rightarrow AsO_4$).

Наиболее важным природным анионом является сера, относительная распространенность которой значительно выше, чем селена, теллура и полуметаллов. Содержание (*г/т*) этих элементов в породах земной коры следующее (по Гольдшмидту):

S	520	As	5
Se	0,09	Sb	1
Te	0,0018	Bi	0,2

В природных условиях *сера* встречается в двух валентных состояниях аниона S^{2-}, образующего сульфиды, и катиона S^{6+}, который входит в сульфатный радикал SO_4. Вследствие этого миграция серы в земной коре определяется степенью ее окисленности: восстановительная среда способствует образованию сульфидных минералов, окислительные условия — возникновению сульфатных минералов. Нейтральные атомы самородной серы представляют переходное звено между двумя типами соединений, зависящими от степени окисления или восстановления. Последовательное окисление серы происходит главным образом так:

$$S^{2-} \longrightarrow S_2^{2-} \longrightarrow S^0 \longrightarrow (S^{4+}) \longrightarrow S^{6+}.$$

В отличие от радикалов селенита и теллурита радикал сульфита неустойчив и не встречается в природных соединениях. Радиус нейтрального атома серы 1,04 Å, S^{2-} 1,74 Å, а S^{6+} 0,34 Å. Размер ионного радиуса S^{6+} близок к радиусу катионов типа P^{5+} (0,35 Å) и Si^{4+} (0,39 Å), что обусловливает изоморфизм между SO_4^{2-} и группами PO_4^{3-} и SiO_4^{4-}.

Общее направление миграции и концентрации серы в эндогенных и экзогенных условиях показано на фиг. 86. В силу ограниченной смесимости сера в соединении с железом, никелем и медью (редко в виде других сульфидов) отделяется от силикатного расплава на ранней стадии магматической дифференциации. Наибольшее количество серы встречается, как правило, в пневматолитовых и гидротермальных месторождениях. Последние представляют собой главный источник сульфидов ряда наиболее важных металлов, например меди, цинка, свинца, никеля, кобальта, молибдена, ртути, серебра и др. О значительной концентрации серы в постмагматических продуктах свидетельствует состав вулканических эксгаляций. Газы, выделяющиеся из лавы вулкана Галемаумау на Гавайских островах, содержат около 2,5% S и 5,5% SO_3. В образовании сульфидных минералов важную роль играет сероводород. При повышенных температурах он неустойчив и разлагается на H и S; в водных растворах он диссоциирует, подобно молекулам воды, по схеме

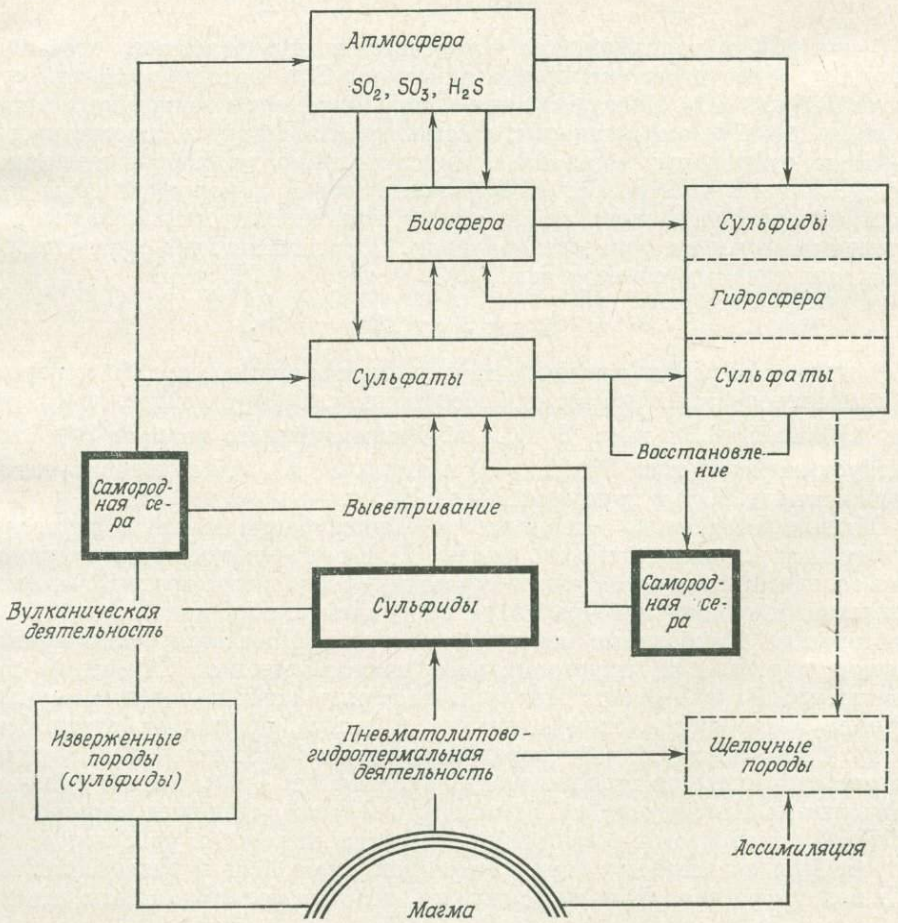
$$H_2S \rightleftarrows H^+ + (SH)^-; \quad (SH)^- \rightleftarrows H^+ + S^{2-}.$$

Среднее содержание серы в изверженных породах составляет 520 *г/т*. Это меньше среднего содержания серы в осадочных породах (1300 *г/т*); при этом глинистые осадки содержат больше, а песчанистые породы меньше указанного количества. Континентальная вода почти вдвое богаче серой, чем морская. Она обогащается серой при выветривании сульфидных минералов, процесс окисления которых лучше всего иллюстрируется на примере наиболее распространенного сульфида — пирита FeS_2.

$$FeS_2 + 7O + H_2O \longrightarrow FeSO_4 + H_2SO_4,$$
$$2FeSO_4 + H_2SO_4 \longrightarrow Fe(SO_4)_3 + H_2O.$$

В супергенных условиях сульфаты железа нестабильны и гидролизуются до гидроокислов железа и свободной серной кислоты.

Содержание серы в морской воде оценивается приблизительно в 880 *г/т* на сухой остаток. Таким образом, сера стоит на четвертом месте после хлора, натрия и магния, количество которых превышает 1000 *г/т*. В морских бассейнах сера обычно присутствует в виде сульфат-аниона. Однако в некоторых замкнутых бассейнах, характеризующихся недостатком кислорода, она может находиться в виде сероводорода. Такие застойные воды встречаются в некоторых фиордах Норвегии и в Черном море. В последнем, начиная с глубины 180 *м* и более, количество сероводорода возрастает (достигая 6,17 *мг/л* на глубине 1500 *м*).



Фиг. 86. Геохимический цикл серы.

Для отличия образцов серы разного происхождения может использоваться изотопный состав. Известно, что сера имеет четыре стабильных изотопа: S^{32}, S^{33}, S^{34} и S^{36} с распространенностью 91,1, 0,74, 4,2 и 0,0016% соответственно. Характерно соотношение изотопов S^{32}/S^{34}. Это отношение постоянно в метеоритах (22,2), но варьирует для серы различных природных источников. В тех случаях, когда отношение S^{32}/S^{34} больше, чем в метеоритах, сера имеет биогенное происхождение, тогда как более низкая величина свидетельствует о неорганическом генезисе.

В гипогенных условиях поведение селена и теллура аналогично сере. При этом сульфиды особенно обогащаются селеном (изоморфно замещающим серу). Селен и теллур также образуют самостоятельные минералы, селениды и теллуриды, которые сконцентрированы главным образом в гидротермальных месторождениях. Подобно сере, селен легко извлекается растениями, некоторые из них содержат селена до 15 000 *г/т* (*Astragalus racemosus*). В отличие от серы селен не концентрируется в морской воде. Некоторые соединения гидроокисного типа (гидроокиси железа и марганца) поглощают селен, отделяя его от серы в экзогенном цикле.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ

Сульфиды представляют собой относительно простые соединения, содержащие, помимо S, Se, Te, As и изредка Sb, в качестве катионов около 20 элементов. К числу шести наиболее важных катионов следует отнести Ni, Co, Fe, Cu, Ag и Pb. Эти металлы имеют либо явное сродство к сере и частично к мышьяку (Ni, Co, Fe), либо к селену и теллуру (Cu, Ag, Au, Hg). По своим геохимическим особенностям эти металлы относятся к сидерофильным и к халькофильным. В соответствии с увеличением ионных радиусов анионов происходит возрастание ионных радиусов катионов в следующем порядке: арсенофильные — сидерофильные (тиофильные) — селенофильные — теллурофильные. Общая формула сульфидов и их аналогов (арсенидов, селенидов, теллуридов) — A_mX_n, где A — обозначает металлы (обычно только один), а X — S, Se, Te, As, изредка Sb. Полуметаллы, включая Bi, обычно встречаются в соединениях типа сплавов, являющихся переходными к самородным металлам. Общая формула сульфосолей $A_mB_pS_n$, где A — металлы (как правило, Pb, Ag или Cu); B — As, Sb или Bi, изредка другой элемент (Ge, Tl, Sn, Hg и др.). Наиболее распространенными типовыми кристаллохимическими формулами являются для сульфидов — A_2X, AX, A_3X_4 и AX_2; для сульфосолей A_3BS_3, A_3BS_4, A_2BS_3, ABS_2 и AB_2X_4.

Координация атомов металлов в структурах сульфидов и их аналогов почти исключительно октаэдрическая или тетраэдрическая, редко треугольная, призматическая или другого типа. Основными типами структур с октаэдрической координацией являются структуры галенита PbS и никелина NiAs (фиг. 133 и 94), с тетраэдрической координацией — сфалерита ZnS и аргентита Ag_2S (фиг. 119 и 136). Типичными слоистыми структурами обладают молибденит MoS_2 (фиг. 117) и ковеллин CuS (фиг. 131). Структуры сульфосолей более сложные, однако, как показано Геллнером (Hellner, 1958) некоторые из них выводятся из структур более простых сульфидов. Этим объясняется смесимость, существующая между рядом сульфидных и сульфосолевых минералов.

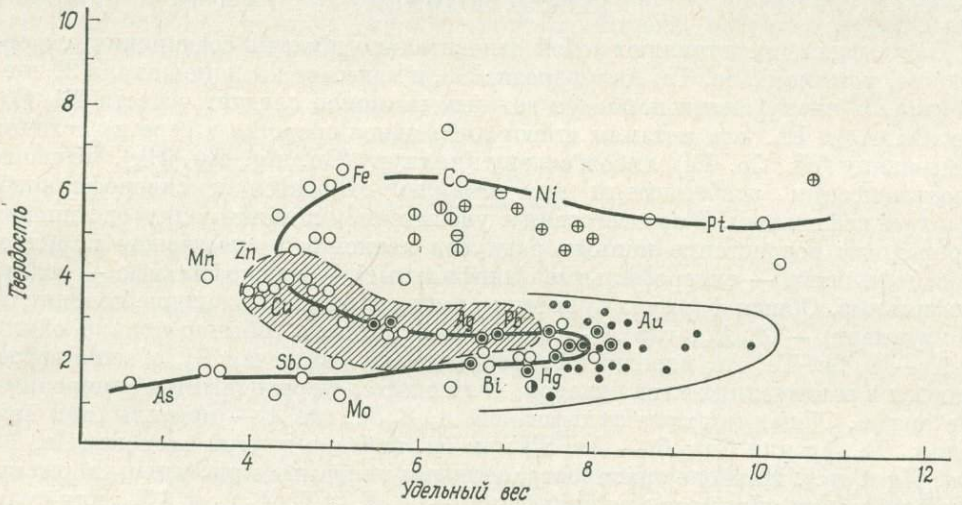
В соответствии с правилом Грота сульфиды, обладающие относительно простым составом, образуют кристаллы с высокой симметрией, тогда как сульфосоли, имеющие более сложный состав, обладают более низкой симметрией. Большинство сульфидов кристаллизуется в кубической сингонии, некоторые в гексагональной, а остальные в ромбической и наименее распространенной моноклинной сингонии. В противоположность этому сульфосоли кристаллизуются главным образом в моноклинной или ромбической

сингониях. Лишь десять представителей сульфосолей, содержащие медь, серебро и редкие металлы Ge, Sn и V, являются кубическими. Часто сульфидные минералы хорошо окристаллизованы, особенно содержащие в качестве главных металлов Fe, Ni, Co, Zn и Pb. Сульфосоли встречаются главным образом в виде агрегатов, обычно массивных или зернистых, иногда волокнистых (джемсонит, буланжерит). Как для сульфидов, так и для сульфосолей известны двойники, для сульфосолей обычно полисинтетическое двойникование. Благодаря близости структурных параметров, среди сульфидов и сульфосолей часто наблюдаются закономерные прорастания, например, марказита по пириту, тэтраэдрита по сфалериту и др.

Многие сульфиды выделяются из коллоидных растворов и имеют коломорфный облик (фиг. 54).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Сульфиды и сульфосоли обычно непрозрачны и обладают металлическим блеском, относительно высоким удельным весом и средней или низкой твердостью. На фиг. 87 показано изменение удельного веса и твердости сульфидных минералов. Сульфосоли обнаруживают немного более узкие пределы



Фиг. 87. Зависимость между твердостью и удельным весом сульфидных минералов. Кружками обозначены сульфиды, кружками с точкой — селениды, точками — теллуриды, кружками с горизонтальной чертой — антимониды, кружками с вертикальной чертой — арсениды, кружками с крестиком — минералы, содержащие мышьяк и сурьму. Заштрихованный участок — сульфосоли.

изменения этих двух свойств. Их твердость колеблется от 2 до 4, а удельный вес от 4 до 7, возрастая для свинецсодержащих и серебросодержащих членов и снижаясь в медных. Удельные веса сульфидов изменяются приблизительно от 2,6 (ольдгамит CaS) до 10,7 (сперрилит $PtAs_2$), достигая величины около 15,5 для некоторых интраметаллических соединений (мальдонит Au_2Bi). Твердость сульфидов варьирует от 1,5 (молибденит MoS_2) до 6,5 (пирит FeS_2). Наиболее твердый — лаурит RuS_2 (тв. 7,5). Зависимость твердости от плотности кристаллической структуры выявляется при ее сопоставлении с величиной упаковочного индекса.

		Упаковочный индекс	Тв.
Пирит	FeS_2	9,1	6,5
Пентландит	$(Fe, Ni)_9S_8$	7,8	4
Борнит	Cu_5FeS_4	6,6	3
Галенит	PbS	6,0	2,5

Закономерное изменение твердости при изменении упаковочного индекса наблюдается также в различных соединениях одного и того же металла. В этом случае проявляется также отчетливая связь с величиной удельного веса, например

		Упаковочный индекс	Тв.	Уд. в.
Алтаит	PbTe	7,3	3	8,2
Клаусталит	PbSe	6,7	2,7	7,8
Галенит	PbS	6,0	2,5	7,6

Наибольшую твердость имеют сульфиды железа, никеля, кобальта и платины (5—7,5). Сульфиды меди и цинка обладают промежуточной твердостью (3—4). Твердость сульфидов остальных металлов обычно ниже 3. С другой стороны, сульфиды и аналогичные соединения тяжелых металлов (Ag, Pb, Hg, Au, Pt, включая Bi), имеющие ярко выраженное сродство к теллуру, обладают наиболее высокими удельными весами.

Большинство сульфидов и сульфосолей характеризуется металлическим блеском. Однако имеется ряд исключений, например сфалерит ZnS, киноварь HgS, реальгар AsS, аурипигмент As_2S_3, пираргирит Ag_3SbS_3, прустит Ag_3AsS_3 и другие, обладающие смоляным или жирным блеском. Отражательная способность арсенидов и теллуридов, как правило, больше чем у сульфидов и селенидов, что видно на примере следующих минералов:

		Отражательная способность, %
Галенит	PbS	42,4
Клаусталит	PbSe	50,4
Алтаит	PbTe	63,2

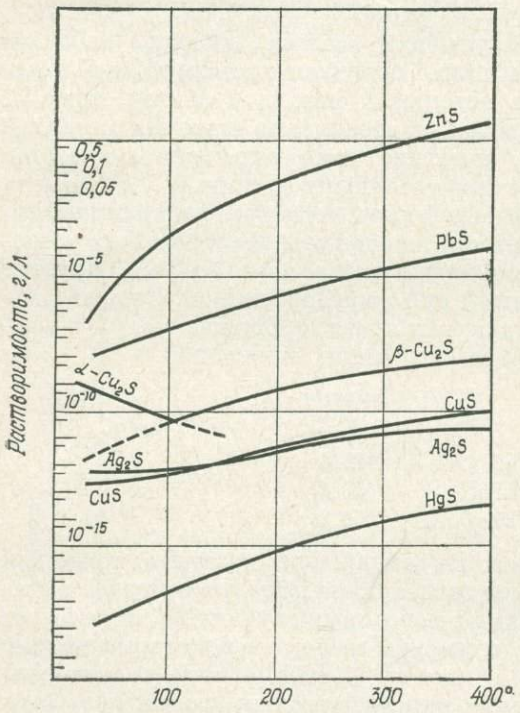
Сульфосоли почти всегда стального до свинцово-серого цвета, тогда как сульфиды и их аналоги обнаруживают гораздо большее разнообразие окрасок. Сульфиды, содержащие Pt, Ni, Co и в некоторых случаях Fe, имеют цвет от серебристого до оловянно-белого, сульфиды железа и некоторые медные сульфиды — желтые; свинцово-серым цветом характеризуются сульфиды и другие соединения Ag, Pb и некоторых металлов группы золота; сульфиды мышьяка — лимонно-желтые до оранжево-красных; киноварь — темно-красная. Некоторые сульфиды, селениды и теллуриды меди индигово-синие или пурпурные благодаря присутствию ионов более высокой валентности (Cu^{2+}) и вакантным местам в их структуре.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Некоторые сульфиды железа, никеля и меди, такие, как пирротин, пирит, пентландит, халькопирит, выделяются на ранних стадиях кристаллизации основных магм вследствие явлений ликвации. Однако образование остальной массы сульфидов и сульфосолей обычно является результатом отложения из водных растворов в гипогенных условиях. Большинство сульфидных и сульфосолевых минералов гидротермального происхождения. Однако существуют сульфиды (например, ковеллин, халькозин, пирит, марказит), образовавшиеся в экзогенных условиях, главным образом за счет первичных сульфидов или в особых седиментационных условиях.

Образование сульфидных минералов тесно связано с их растворимостью. Порядок уменьшения растворимости наиболее распространенных сульфидов следующий: MnS — ZnS — FeS — CoS — NiS — CdS — Sb_2S_3 — PbS — CuS — As_2S_3 — Ag_2S — Bi_2S_3 — HgS. Влияние температуры на растворимость сульфидов показано на фиг. 88. Сульфиды тяжелых металлов устойчивы в нейтральных растворах, а большинство также в кислых средах, вследствие

чего они осаждаются сероводородом. Растворимость сульфидов в щелочных средах происходит в обратной последовательности: наиболее растворимы HgS, Sb_2S_3 и As_2S_3, менее растворимы — FeS, ZnS, PbS и Cu_2S. В горячих сильнощелочных растворах возможно образование двойных сульфидов типа $MS \cdot nNa_2S$. Охлаждение, окислительные процессы, разбавление растворов и другие факторы приводят к разделению простых сульфидов. В растворах сероводорода присутствуют ионы HS^- и S^{2-}, вследствие чего возможно образование комплексов типа $Pb(HS)_2$ и $Pb(HS)_3^-$. Согласно Хемли (Hemley, 1953), образованию такого рода комплексов способствует увеличение концентрации двухвалентной серы при значении pH меньше 7. Наряду с температурой и составом минералообразующих растворов последние два фактора играют важную роль в переносе и отложении сульфидных минералов. Исходя из устойчивости этих минералов в нейтральных растворах, а также большинства из них в кислых средах при малой вероятности существования сильно щелочных гидротермальных растворов, Ф. В. Чухров (1950) выдвинул теорию переноса сульфидных минералов в коллоидных суспензиях. Образованию коллоидных частиц сульфидных минералов способствует избыток H_2S или Na_2S, что легко достигается в природных условиях. Коллоидные частицы сульфидных минералов гидрофобны, имеют отрицательный заряд и при отсутствии защитных коллоидов малоустойчивы. В гидротермальных условиях защитную роль может играть SiO_2, в силу чего при удалении сероводорода или SiO_2 происходит отложение сульфидных минералов. Энергичными осадителями служат $Ca(HS)_2$ и $Ca(HCO_3)_2$, образующиеся при взаимодействии H_2S гидротермальных растворов с известковыми породами. Однако ведущую роль в переносе и отложении сульфидных минералов играют истинные растворы.



Ф и г. 88. Влияние температуры на растворимость некоторых сульфидов (по Верхугену).

Как подчеркивал Банди (Bandy, 1940), порядок отложения сульфидных минералов определяется отношением в составе минералообразующих растворов весовых количеств анионов и катионов. Отношение анион/катион для наиболее распространенных сульфидов и их аналогов следующее:

Скуттерудит	$CoAs_{3-x}$	3,80	Линнеит	Co_3S_4	0,72
Лёллингит	$FeAs_2$	2,68	Молибденит	MoS_2	0,67
Арсенопирит	FeAsS	1,91	Пирротин	$Fe_{1-x}S$	0,57
Кобальтин	CoAsS	1,80	Халькопирит	$CuFeS_2$	0,53
Никелин	NiAs	1,28	Сфалерит	ZnS	0,49
Пирит	FeS_2	1,15	Галенит	PbS	0,16

Уменьшение количества серы и мышьяка, связанное с обеднением растворов этими элементами, приводит к образованию сульфидов, обогащенных металлами. Их геохимический характер изменяется от преимущественно арсенофильного и тиофильного до селенофильного и теллурофильного.

КЛАССИФИКАЦИЯ

В соответствии с изложенными принципами сульфиды и сходные с ними соединения первоначально подразделяются на интерметаллические соединения, сульфиды и их аналоги и сульфосоли. Внутри этих подразделений минералы объединены в группы по их геохимическим ассоциациям. При этом последовательность расположения классификационных групп соответствует кривой на фиг. 87. Первыми мы рассмотрим сидерофильные катионы (малого размера), далее — минералы, содержащие катионы с высоким сродством к сере, селену или теллуру с прогрессивно увеличивающимися ионными радиусами. Параллельно с этим происходит изменение соответствующих физических свойств.

В деталях схема выглядит следующим образом:

А. Интерметаллические соединения

Б. Сульфиды и их аналоги

I. Металлические
- а. Pt-Pd-Ru-ассоциация
- б. Ni-Co-Fe-ассоциация
  1. Группа маухерита
  2. Группа пирротина
  3. Группа линнеита
  4. Группа пирита — кобальтина
  5. Группа марказита — арсенопирита
  6. Группа скуттерудита
- в. Mo-W-Sn-ассоциация
- г. Zn-Cu-Pb-ассоциация
  1. Группа сфалерита
  2. Группа гауерита — алабандина
  3. Группа халькопирита
  4. Группа халькозина — ковеллина
  5. Группа галенита
- д. Ag-Au-Hg-ассоциация
  1. Группа аргентита
  2. Группа креннерита
  3. Группа киновари

II. Полуметаллические
1. Группа тетрадимита
2. Группа антимонита

В. Сульфосоли
- а. Сульфосоли меди
  1. Группа тетраэдрита
  2. Группа энаргита
  3. Группа бурнонита
- б. Сульфосоли серебра
  1. Группа пираргирита
  2. Группа аргиродита
  3. Группа фрейслебенита
- в. Сульфосоли свинца
  1. Группа сарторита
  2. Группа цинкенита
  3. Группа галенобисмутита
  4. Группа лорандита

В этом последнем подразделении медные сульфосоли генетически связаны с минералами группы халькопирита, серебряные сульфосоли — с группой аргентита и свинцовые — с группой галенита.

А. ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Данный подкласс включает следующие относительно редкие арсениды, антимониды и висмутиды:

		Симметрия	Уд. в.
Стибиопалладинит	Pd_3Sb	Куб.	9,5
Арсенопалладинит	Pd_3As	$P6/mmm$	9,2
Майченерит	$PdBi_3$	$Pa3$	9,5
Фрудит	$PdBi_2$	Мон.	12,5
Динерит	Ni_3As	Куб.	?
Орселит	Ni_2As	Гекс.	6,5
Орегонит	Ni_2FeAs_2	Гекс.	6,9
Горсфордит	Cu_6Sb	?	8,8
Альгодонит	Cu_6As	Ромб.	8,4

Домейкит	Cu_3As	$I\bar{4}3d$	7,9
Новакит	$(Cu, Ag)_4S$	Тетр.	6,7
Коутекит	Cu_2As	Гекс.	
Паксит	Cu_2As_2	$Pbnm$	5,14
Дискразит	Ag_3Sb	$Pmm2$	9,8
Мальдонит	Au_2Bi	$Fd3m$	15,5
Ауростибит	$AuSb_2$	$Pa3$	9,5

Известна гексагональная модификация домейкита (β-домейкит). Холлингвортит (Rh, Pd)AsS и ирарсит (Ir, Ru, Rh, Pt)AsS кубические (со структурой типа пирита), найдены в Южной Африке.

Все эти минералы встречаются в виде мельчайших, хорошо оформленных кристаллов (дискразит в характерных псевдогексагональных пирамидах), в виде зерен или в виде плотных или гроздьевидных масс. Дискразит и фрудит имеют ясную спайность. Твердость изменяется от 2,5 (фрудит) до 4,5 (стибиопалладинит); твердость мальдонита 1,5—2. Все минералы серебристо-белые до оловянно-белых, с сильным металлическим блеском. Главные линии на рентгенограммах:

Майченерит 2,99(10) — 2,73(8) — 2,01(9) — 1,79(8) — 1,46(8)
Фрудит 2,97(7) — 2,77(10) — 2,48(7) — 2,21(7) — 1,637(6) — 1,556(8)
Орселит 1,977(10) — 1,918(10) — 1,810(4)
Орегонит 2,314 (оч. сильн.) — 2,119 (оч. сильн.) — 1,991 (сильн.) — 1,788 (сильн.)— 1,757 (сильн.)
Альгодонит 2,13(8) — 2,00(10) — 1,54(5) — 1,30(5) — 1,20(5) — 1,105(5)
α-домейкит 3,03(8) — 2,15(8) — 2,046(10) — 1,959(8) — 1,882(8) — 1,219(8)
β-домейкит 2,35(8) — 2,21(8) — 2,05(10) — 2,00(10) — 1,184(8) — 1,174(10)
Новакит 1,998(9) — 1,957(9) — 1,910(7) — 1,870(10) — 1,182(10)
Коутекит 3,32—2,446—2,078—1,994—1,374—1,147
Паксит 3,63(8) — 3,16(10) — 2,77(7) — 2,62(7) — 1,882(6) — 1,202(7)
Дискразит 2,58(6) — 2,40(6) — 2,28(10) — 1,765(6) — 1,500(6) — 1,364(6)
Ауростибит 3,33(5) — 2,003(10) — 1,213(5) — 0,867(5) — 0,785(4)

Б. СУЛЬФИДЫ И ИХ АНАЛОГИ

I. Металлические

а. Pt-Pd-Ru-ассоциация

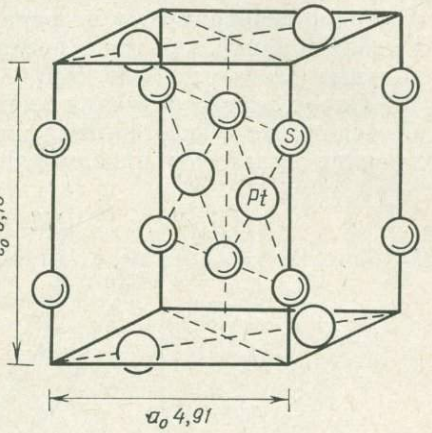
Рассматриваемая минеральная ассоциация парагенетически тесно связана со следующей Ni-Co-Fe-ассоциацией и особенно с минералами группы пирротина. С последними они предположительно образуют твердые растворы. В этой ассоциации известно 10 минералов:

		Симметрия	Уд. в.	Тв.
Куперит	PtS	$P4/mmc$	9,5	4,5
Брэггит	(Pt, Pd)S	$P4_2/m$	10,0	?
Высоцкит	(Pt, Ni)S	$P4_2/m$	8,4	?
Геверсит	$PtSb_2$	$Pa3$		
Сперрилит	$PtAs_2$	$Pa3$	10,6	6,5
Лаурит	RuS_2	$Pa3$	6,2	7,5
Нигглиит	Pt(Sn, Te)	Гекс.	(4,0)?	3
Мончеит	$PtTe_2$	Гекс.		
Котульскит	$Pd(Te, Bi)_{1-2}$	$C6_3mmc$		
Меренскит	(Pd, Pt) $(Te, Bi)_2$	Гекс.		

Нигглииту приписывают различные другие формулы: PtSe, PtSn, Pt_2Sn_3; по-видимому, он обладает структурой никелина (фиг. 94). Мончеит имеет тип структуры CdI_2. Сперрилит и лаурит относятся к структурному типу пирита (фиг. 101) и встречаются в виде кубических кристаллов, октаэдров и додекаэдров. Другие минералы встречаются в виде зерен. Все минералы

серебристо-белые до оловянно-белых. Только лаурит имеет ясную спайность по {111}, обусловленную сравнительно слабыми силами связи между слоями рутения и серы. Куперит обладает характерной структурой. Каждый атом платины окружен четырьмя копланарными атомами серы, которые находятся в тетраэдрическом окружении атомов платины (фиг. 89). Главные линии на рентгенограммах:

Куперит	3,03(10) — 1,93(8) — 1,77(6) — 1,74(6) — 1,513(8) — 1,160(6)
Брэггит	2,92(10) — 2,63(8) — 1,75(8) — 1,72(8) — 1,431(8) — 1,401(8)
Высоцкит	2,91(10) — 2,86(10) — 2,61(8) — 1,717(8) — 1,185(8) — 1,031(9)
Сперрилит	2,94(8) — 2,10(8) — 1,788(10) — 1,220(9) — 1,144(10) — 1,050(9)
Нигглиит	2,15(10) — 2,05(10) — 1,486(10) — 1,304(7) — 1,268(8) — 1,205(10)
Мончеит	2,93(10) — 2,11(8) — 2,02(7) — 1,664(6) — 1,462(7) — 1,282(7)
Котульскит	3,05(10) — 2,24(9) — 2,09(9) — 1,24(8) — 1,17(8)



Фиг. 89. Структура куперита (см. текст).

Минералы этой ассоциации встречаются в платиноносных месторождениях сульфидного типа, таких, как Садбери, Канада; Рюстенбург, Потгитерсрюс и Инсизва, Южная Африка.

б. Ni-Co-Fe-ассоциация

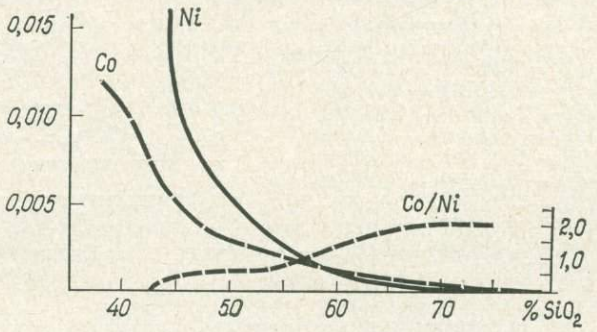
Геохимия

К ассоциации, содержащей в качестве главных металлов никель, кобальт и железо и реже такие элементы, как Cu, Cr, Mn и Ca, относится около 50 минералов. Главными анионами здесь служат сера и мышьяк, иногда Sb, Se и Te. Они присутствуют в виде S^{2-}, S_2^{2-}, As_2^{2-}, As^{3-}, As_2^{4-} и аналогичных анионов. Близкое сходство минералов этой ассоциации между собой обусловливается геохимической близостью важнейших катионов, являющихся сидерофильными и имеющих ярко выраженное сродство к сере и мышьяку.

Никель и *кобальт* геохимически подобны. Они концентрируются в тех случаях, когда возможно образование их самостоятельных соединений, например гидротермальных сульфидов и арсенидов. При повышенных температурах они входят в состав других сульфидов или некоторых силикатных минералов. Единственный собственно никелевый минерал, возникающий в магматогенных условиях — это пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$, ассоциирующий с сульфидами железа (пирротином и пиритом). Размер иона никеля Ni^{2+} точно соответствует Mg^{2+} (0,78 Å), что способствует захвату никеля некоторыми силикатами магния на ранних стадиях магматической кристаллизации. По Рингвуду, захват элементов с более высоким значением электроотрицательности, чем замещаемый им элемент, приводит к появлению в структуре кристалла более слабых связей с большей степенью ковалентности. Поэтому вероятность замещения подобного иона меньше, чем имеющего низкое значение электроотрицательности. Электроотрицательность никеля 1,70, магния 1,2; таким образом, следует ожидать возможности замещения никеля Fe^{2+} с ионным радиусом 0,74 Å и электоотрицательностью 1,65. Никель образует два других катиона, Ni^{3+} и Ni^{4+}, играющих существенную роль в составе соответствующих арсенидов при гидротермальных условиях. Для кобальта известны два катиона Co^{2+} и Co^{3+} с размерами ионных радиусов 0,82 и 0,65 Å,

почти равными ионным радиусам двух- и трехвалентного железа. Этим объясняется избирательное вовлечение кобальта в состав пирита, тогда как никель концентрируется в пирротине, который также является сульфидом железа, но обладает более благоприятной для атомов никеля структурой. Никель обычно концентрируется на ранних стадиях магматической кристаллизации, а кобальт накапливается в поздних дифференциатах и особенно в гидротермальных растворах (фиг. 90).

Определенные различия в характере миграции этих двух металлов наблюдаются также в экзогенных условиях. Никель, освобождающийся при разложении сульфидов никеля или никеленосных силикатов магния, обычно



Фиг. 90. Изменение содержания никеля и кобальта в изверженных породах.

концентрируется в виде силикатов никеля. В то же время кобальт, получающийся за счет разложения сульфидов кобальта и их аналогов, не образует гидросиликатов, остается в виде коллоидного гидроокисла. Последний осаждается с окислами марганца или выносится в морские бассейны в форме бикарбоната. Содержания никеля и кобальта в морской воде незначительные. Однако в восстановительной среде никель и кобальт накапливаются в органических глинистых осадках, где они выделяются в виде сульфидов. Вероятно, оба металла играют также важную роль в жизни растений, так как в значительных количествах они были найдены в золе углей. Под действием вадозных растворов никель и кобальт отлагаются в виде супергенных сульфидов (линнеит, миллерит). Интересный минерал *юлиенит* $Na_2Co(SCN)_2 \cdot 8H_2O$. найденный в Катанге в виде голубых тетрагональных игл, образовался в процессе экзогенного разложения первичных сульфидов кобальта.

По сравнению с кобальтом и никелем железо обладает более отчетливой оксифильной тенденцией, в связи с чем его геохимия кратко освещается в разделе об окисных минералах.

1. Группа маухерита

		Симметрия	Уд. в.	Тв.
Маухерит	$Ni_{11}As_8$	$P4_12_1$	7,8	?
Гаухекорнит	$Ni_9(Bi, Sb)_2S_8$	$P\bar{4}2m$	6,4	5
Паркерит	$Ni_3(Bi, Pb)_2S_2$	$Pmm2$	8,4	3
Шандит	$Ni_3Pb_2S_2$	$R32$	8,8	4
Хизлевудит	Ni_3S_2	$R32$	5,8	4

За исключением серебристо-белого маухерита все минералы латунно-желтые. Хизлевудит и шандит псевдокубические, с совершенной ромбоэдрической спайностью. Спайность паркерита по {001}. Шандит имеет деформированную структуру шпинели. Атомы никеля расположены по диагональным направлениям псевдокубической ячейки, что объясняет ферромагнитные свойства минерала. Хизлевудит также обладает ферромагнетизмом, обусловлен-

ным цепочкообразным расположением атомов никеля вдоль тройных винтовых осей. Главные линии на рентгенограммах:

Маухерит 2,70(10) — 2,02(10) — 1,717(10) — 1,447(9) — 1,211(6)
Гаухекорнит 4,34(6) — 2,79(10) — 2,39(7) — 2,30(7) — 1,861(6)
Паркерит 4,01(7) — 2,85(10) — 2,33(9) — 1,802(6) — 1,645(7)
Шандит 3,94(9) — 2,78(10) — 2,27(8) — 1,760(6) — 1,611(8)
Хизлевудит 4,10(5) — 2,88(9) — 2,38(4) — 2,03(5) — 1,822(10) — 1,657(8)

Рассмотренные минералы ассоциируются с представителями следующей группы.

2. Группа пирротина

Минералы, входящие в состав данной группы, имеют формулы типа AX.

		Симметрия	Уд. в.	Тв.
Пентландит	$(Fe, Ni)_9S_8$	$Fm\bar{3}m$	4,5	4
Никелин	NiAs	$C6_3/mmc$	7,8	5
Седерхольмит	β-NiSe	Гекс.	7,1	?
Брейтгауптит	NiSb	$C6_3/mmc$	8,6	5,5
Мекиненит	γ-NiSe	Гекс.	7,2	2,7
Фребольдит	γ-CoSe	$C6_3/mmc$	?	?
Джайнурит	CoS	$C6_3/mmc$	5,5	?
Троилит	FeS	$C6_3/mmc$	4,8	4
Маккинавит	FeS	Тетр.		
Пирротин	$Fe_{1-x}S$	$C6_3/mmc$	4,7	4
Ашавалит	FeSe	$C6_3/mmc$	6,5	?
Миллерит	NiS	$R3m$	5,4	3
Смитит	Fe_3S_4	$R\bar{3}m$	4,1	?
Имгреит	NiTe	$C6_3/mmc$		
Мелонит	$NiTe_2$	$P\bar{3}m1$	7,7	1,5
Киткаит	NiTeS	$P\bar{3}m1$	7,2	?

Эти минералы обычно характеризуются дефицитом атомов металла, как, например, в пирротине, формула которого Fe_6S_7 или $Fe_{11}S_{12}$. Наиболее характерна структура никелина $C6_3/mmc$ (фиг. 94). Смайтит встречается в виде тонких гексагональных зерен в кальците. Он имеет слоистую структуру, образованную пакетами со структурным мотивом никелина или пирротина (фиг. 94) и объясняющую его совершенную спайность по {0001}. Базальной спайностью обладает также мелонит. Его структура состоит из атомов теллура, образующих плотнейшую гексагональную упаковку. Атомы никеля занимают половину октаэдрических пустот в плоскостях, параллельных {0001}. Особый тип структуры свойствен пентландиту (фиг. 91) и миллериту (фиг. 98). Главные линии на рентгенограммах:

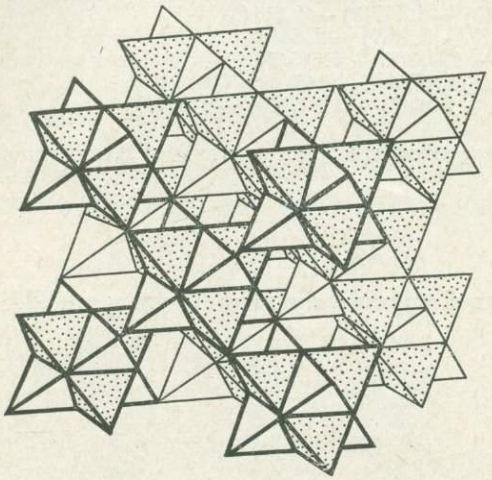
Брейтгауптит 2,84(10) — 2,052(9) — 1,959(9) — 1,616(4) — 1,553(4)
Фребольдит 2,4—2,01—1,71—1,08—1,066—0,992
Троилит 2,968(6) — 2,644(7) — 2,085(10) — 1,720(9) — 1,328(8)
Смитит 2,56(6) — 2,26(6) — 1,979(7) — 1,897(8) — 1,732(10) — 1,427(6)
Мелонит 2,81(10) — 2,05(5) — 1,912(5) — 1,544(6) — 1,224(2)
Имгреит 3,21(5) — 2,88(10) — 2,31(7) — 1,964(5) — 1,588(5)

Пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$. Назван по имени его открывателя. Содержит Fe 32,55%; Ni 34,22% и S 32,23%. *Кобальт-пентландит* $(Co, Ni, Fe)_9S_8$ содержит 49% Co.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fm\bar{3}m$, $a_0 = 9{,}91$ Å, элементарная ячейка содержит $Fe_{18}Ni_{18}S_{32}$. Основной мотив его структуры состоит из восьми координационных тетраэдров, имеющих общие ребра. Четыре из них содержат атомы железа и четыре других — атомы никеля (фиг. 91). Подобные группы в свою очередь связаны общими вершинами и расположены в узлах гранецентрированной кубической решетки.

Между тетраэдрическими группами располагаются атомы металла, находящиеся в октаэдрической координации. Пентландит встречается исключительно в виде массивных или зернистых агрегатов. Главные линии на рентгенограммах:

Ni-пентландит 3,03(8) — 2,90(4) — 2,30(3)— 1,931(5) — 1,775(10)
Co-пентландит 3,01(10) — 2,875(5) — 1,918(8) — 1,763(10) — 1,018(5)

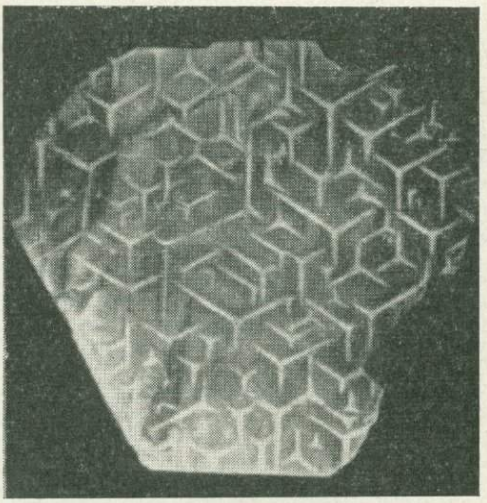


Фиг. 91. Структурная схема пентландита (см. текст).

Физические свойства. Пентландит не имеет спайности, но возможна отдельность по {111}. Тв. 3,5—4. Уд. в. 4,6—5,0. Цвет бронзово-желтый; в шлифах изотропный, с отражательной способностью 45,6% (ниже, чем у пирита). Т. пл. 878°.

Нахождение. Для пентландита характерна связь с основными и ультраосновными породами, в которых он представляет собой ранний дифференциат, возникающий вследствие несмесимости силикатных и сульфидных расплавов. При повышенных температурах пентландит образует твердые растворы с пирротином, которые с понижением температуры распадаются и образуют неправильные зерна или удлиненные пластинки пентландита. Плоскости пентландита {111} и {110} соответствуют плоскостям пирротина {0001} и {10$\bar{1}$0} (фиг. 92). Примером подобного ортомагматического типа служат месторождения пентландита, приуроченные к изверженному комплексу Бушвелд в Южной Африке, рудник Флад в Норвегии и прекрасно известное месторождение Садбери, Канада. Под воздействием более поздних гидротермальных процессов пентландит переходит в другие сульфиды никеля, особенно в миллерит, как наиболее поздний гипогенный продукт:

$$\underset{\text{пентландит}}{(Fe, Ni)_9S_8} \longrightarrow \underset{\text{виоларит}}{FeNi_2S_4} \longrightarrow \underset{\text{миллерит}}{NiS}$$



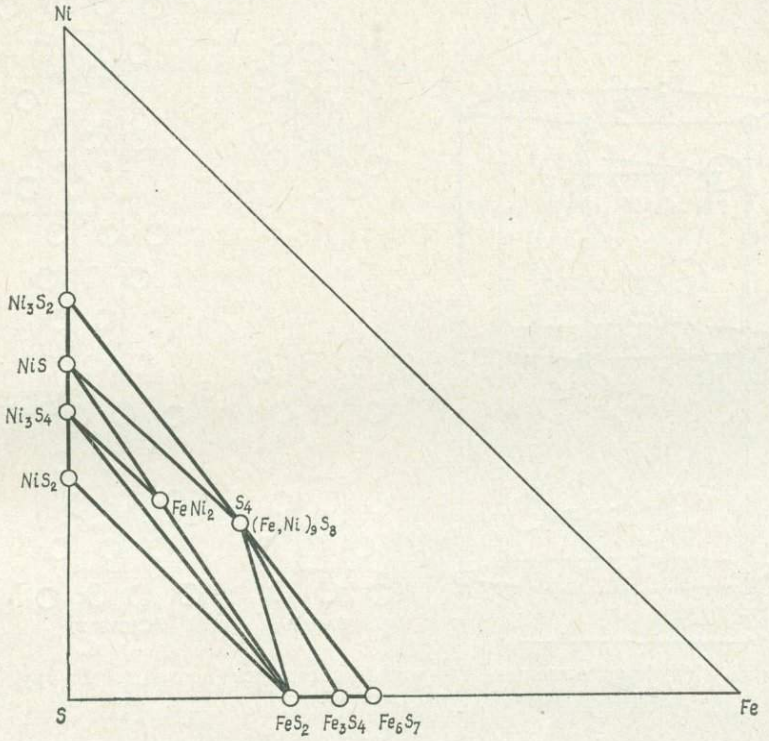
Фиг. 92. Закономерные прорастания пирротина пластинчатыми выделениями пентландита (по Эренбергу).

На фиг. 93 показаны составы минералов в системе Ni — Fe — S и возможные минеральные парагенезисы пентландита.

Никелин NiAs. Название этого минерала обусловлено присутствием в нем никеля. Теоретически состоит из Ni 43,92% и As 56,08%, но обычно содержит некоторое количество Co (до 2%), Fe, Sb и S. *Арит* — разновидность никелина с содержанием Sb до 6%.

Кристаллографическая характеристика. Дигексагонально-дипирамидальный в. с. $C6_3mmc$, $a_0 = 3{,}60$ Å; $c_0 = 5{,}01$ Å, $Z = 2$. Структура содер-

жит атомы мышьяка в плотнейшей гексагональной упаковке. Все октаэдрические пустоты заняты атомами никеля (фиг. 94). Эту структуру можно также представить как состоящую из октаэдров никеля, уложенных один на другой гранями вдоль гексагональной оси. Расстояния между соседними атомами никеля по оси *c* сближены. Соединения с такого рода структурами обладают сложными ионно-металлическими связями и электропроводностью. Никелин относительно редко встречается в виде гексагональных или таблитчатых кристаллов $(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 50°18'$; $(10\bar{1}1) \wedge (0001) = 58°12'$. Известны двойники по $\{10\bar{1}1\}$. Агрегаты обычно массивные, дендритовые или сетчатые.



Ф и г. 93. Диаграмма состав — парагенезис минералов в системе Ni — Fe — S (по А. Г. Бетехтину, несколько изменен).

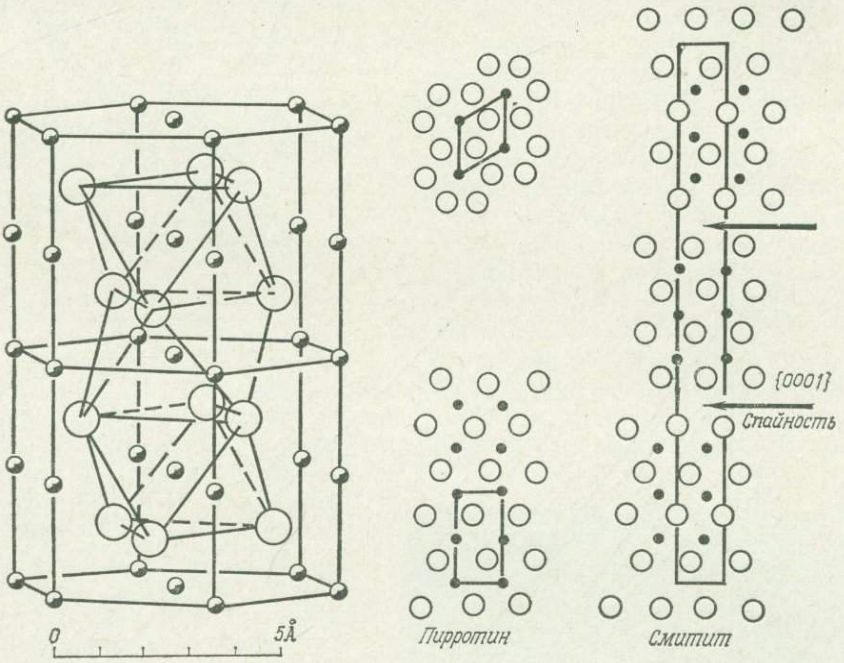
Главные линии на рентгенограмме: 2,627(10) — 1,937(9) — 1,788 (8) — 1,320(7) — 1,070(6) — 1,032(7).

Физические свойства. Спайность отсутствует, тв. 5—5,5. Уд. в. 7,78. Цвет бледный медно-красный с металлическим блеском, в полированных шлифах отчетливо анизотропен со слабым двуотражением в розоватых или желтоватых тонах. Отражательная способность 53—54%. Кривые ДТА показаны на фиг. 96.

Нахождение. Между NiAs и NiSb при высоких температурах возможна неограниченная смесимость; при низких температурах она уменьшается. Поэтому отсутствие сурьмы в никелине, найденном в парагенезисе с брейтгауптитом, показывает, что минерал образовался при относительно низкой температуре. Оба минерала, никелин и брейтгауптит, представляют собой гидротермальные продукты, ассоциирующие с другими сульфидами никеля, кобальта и серебра. Хорошо известны месторождения Яхимов, Чехословакия; Фрейберг, Аннаберг и Шнеберг, Саксония, ГДР; Андреасберг в Гарце, ГДР; Кобальт и Гоуганда, Канада.

Пирротин $Fe_{1-x}S$. Название происходит от греческого слова, означающего «красноватый». *Троилит* назван по имени итальянского ученого, описавшего метеорит, содержавший этот минерал. Он имеет стехиометрический состав FeS (Fe 63,53% и S 36,47%). Пирротин содержит около 56,74% Fe и 41,67% S, а также небольшие количества Ni и Co.

Кристаллографическая характеристика. Дигексагонально-дипирамидальный в. с. $C6/mmc$, $a_0 = 3{,}43$ Å; $c_0 = 5{,}69$ Å, Z = 2. Изоструктурен с никелином (фиг. 94). Содержание железа изменяется от 1,000 до 0,833, и это оказывает ощутимое влияние на параметр c_0 пространственной решетки,

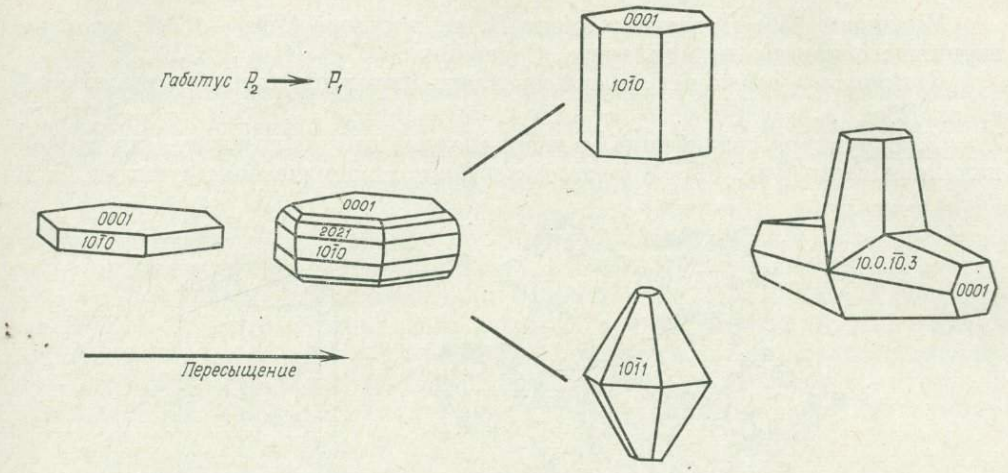


Ф и г. 94. Структура никелина (пирротина) и смитита (последний по Эру, Эвансу и Рихтеру).

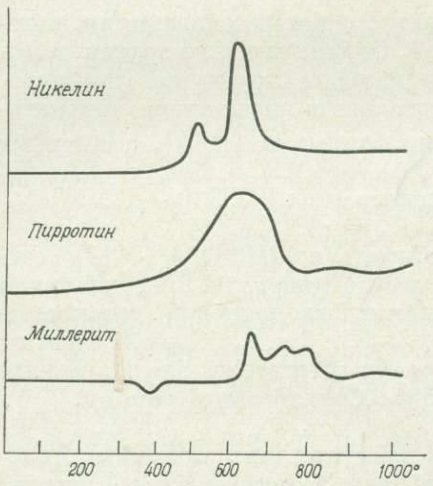
изменяющейся от 6,69 Å в маложелезистых полиморфах до 5,88 Å в высокожелезистых соответственно. При содержании железа 0,887 и менее минерал становится моноклинным с $a_0 = 5{,}95$ Å; $b_0 = 3{,}43$ Å и $c_0 = 5{,}69$ Å, $\beta = 90°24'$. Обычно он представлен хорошо оформленными таблитчатыми или бипирамидальными кристаллами, одиночными или сдвойникованными по $\{10\bar{1}2\}$. Главные формы: c $\{0001\}$, m $\{10\bar{1}0\}$, r $\{10\bar{1}1\}$, u $\{20\bar{2}1\}$ и s $\{10\bar{1}2\}$; $(0001) \wedge (10\bar{1}1) = 62°18'$; $(0001) \wedge (20\bar{2}1) = 75°18'$ (фиг. 95). Обычно он встречается в виде массивных или зернистых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 2,97(6) — 2,63(8) — 2,062(10) — 1,718(7) — 1,315(6) — 1,045(8).

Физические свойства. Подобно никелину, не имеет ясной спайности, но иногда обнаруживает отчетливую отдельность по {0001} или по $\{10\bar{1}2\}$. Тв. 3,5—4,5. Уд. в. 4,58—4,6, возрастающий до 4,79 в троилите. Цвет бронзово-желтый или коричневатый, в полированных шлифах светло-желтый с высокой отражательной способностью (около 40%) и отчетливой анизотропией. Магнитен, особенно при дефиците железа. Кривая ДТА показана на фиг. 96.

Нахождение. Пирротин — широко распространенный минерал в гипогенных месторождениях, где его образование определяется либо концентрацией серы, либо степенью окисления.



Ф и г. 95. Формы кристаллов и изменение габитуса пирротина.



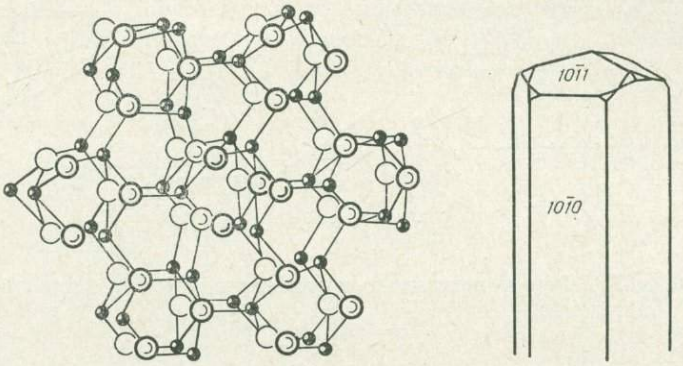
Ф и г. 96. Кривые ДТА никелина, пирротина и миллерита.

Ф и г. 97. Гексагональная пластинка пирротина, перешедшего в пирит, Мадан, Родопы.

Троилит, содержащий только двухвалентное железо, образуется исключительно в восстановительных условиях. В пирротине некоторые ионы железа трехвалентны, что компенсирует дефицит катионов и указывает на более окислительные условия его образования. Однако по сравнению с пиритом он указывает на относительно более восстановительные условия. Большинство месторождений пирротина магматические или метасоматические. Первые, как правило, содержат значительные количества никеля в виде примеси пентландита; в последних этот элемент отсутствует. Прекрасные кристаллы пирротина встречаются в гидротермальных месторождениях (Трансильвания в в Румынии, рудник Трепча в Югославии, Трентино в Италии, Морро-Вело в Бразилии и др.). Значительные скопления известны в Бушвелдском комплексе и в Садбери. Часто изменяется в агрегаты пирита (фиг. 97).

Миллерит NiS. Назван по имени В. Н. Миллера (1801—1880), впервые изучившего кристаллы миллерита. Содержит 64,67% Ni и 35,33% S.

Кристаллографическая характеристика. Дитригонально-пирамидальный в. с. $R3m$, $a_0 = 9{,}60$ Å, $c_0 = 3{,}15$ Å, $Z = 9$; $a_{rh} = 5{,}64$ Å, $\alpha = 116°37'$, $Z = 3$. Структура специфична, с координационным числом пять для атомов никеля и серы (фиг. 98). Координация полуоктаэдрическая; атомы Ni и S



Фиг. 98. Структура и форма кристалла миллерита.

в отдельности образуют тригональные призмы с общими основаниями, которые смещены одна относительно другой на $c/3$. Однако известна другая, высокотемпературная модификация NiS с гексагональной структурой типа никелина. Миллерит встречается почти исключительно в виде тонких призматических до игольчатых кристаллов; главные формы: m $\{10\bar{1}0\}$, а иногда r $\{10\bar{1}2\}$, e $\{01\bar{1}1\}$ или другие формы. $(0001) \wedge (10\bar{1}1) = 20°42'$; $(10\bar{1}1) \wedge (1\bar{1}01) = 35°52'$. Главные линии на рентгенограмме: 2,792(9) — 1,876(10) — 1,821(7) — 1,730(7) — 1,609(7) — 1,536(6).

Физические свойства. Совершенная спайность по $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}2\}$ соответствует более слабым силам связи в структуре минерала. Под действием давления возможно возникновение двойников, двойниковой плоскостью в которых служит направление $\{01\bar{1}2\}$. Тв. 3—3,5. Уд. в. 5,2—5,6. Цвет от латунного до бронзово-желтого, в полированных шлифах бледно-желтый с высокой отражательной способностью (55%). Сильно анизотропный. Кривые ДТА показаны на фиг. 96.

Нахождение. Миллерит принадлежит к числу поздних никелевых минералов гидротермальных месторождений. Он часто возникает за счет других никелевых сульфидов или минералов никеля. Встречен на Везувии как продукт возгонки. Искусственно миллерит получается из сильнокислых растворов сульфата никеля при насыщении.

3. Группа линнеита

		Уд. вес	Тв.
Линнеит	Co_3S_4	4,85	5,3
Борнхардтит	Co_3Se_4	?	5
Зигенит	$(Co, Ni)_3S_4$	4,83	4,7
Полидимит	Ni_3S_4	4,78	4,7
Трюстедтит	Ni_3Se_4	6,62	?
Карролит	$CuCo_2S_4$	4,76	?
Тирреллит	$(Cu, Co, Ni)_3Se_4$	6,6	3,5
Виоларит	$FeNi_2S_4$	4,79	5
Добреелит	$FeCr_2S_4$	3,81	?
Индит	$FeIn_2S_4$	?	?
Грейгит	Fe_3S_4	4,08	

Минералы этой группы изоструктурны с семейством шпинели класса окислов. Их общая формула AB_2X_4, где A — двухвалентный металл, B — трехвалентный металл и X — S или Se. Гексоктаэдрический в. с. $Fd3m$. Для сульфидов ребро кубической ячейки равно 9,4 Å, для селенидов — 10,0 Å (кроме добреелита — 9,97 Å, грейгита — 9,88 Å и индита — 10,62 Å). Двухвалентные атомы находятся в тетраэдрах, трехвалентные — в октаэдрах, образованных атомами серы и селена. Последние образуют плотнейшую кубическую упаковку (фиг. 183). В соответствии с этим форма кристаллов почти всегда октаэдрическая. Однако часто минерал наблюдается в виде отдельных зерен или плотных агрегатов. Двойникование по {111}, иногда полисинтетическое (полидимит). Несовершенная спайность по {111}. За исключением добреелита (черный) и тирреллита (медно-красный), минералы этой группы серого цвета. В полированных шлифах большинство из них белые с высокой отражательной способностью (46,2% для линнеита, 48,2% для полидимита). Кривые ДТА показаны на фиг. 106. Главные линии на рентгенограммах:

Линнеит 2,82(9) — 2,38(7) — 1,82(8) — 1,68(10) — 1,37(5) — 1,23(6)
Борнхардтит 2,7—2,3—2,0—1,96—1,42
Зигенит 3,36—2,85—2,36—1,83—1,67
Полидимит 3,35(3) — 2,85(8) — 2,36(8) — 1,93(3) — 1,82(5) — 1,67(9)
Карролит 2,87(9) — 2,39(7) — 1,83(9) — 1,676(10) — 1,231(7) — 1,182(6)
Тирреллит 3,02(6) — 2,88(7) — 2,50(9) — 1,926(6) — 1,769(10) — 1,51(4)
Виоларит 3,36(5) — 2,86(10) — 2,37(8) — 1,83(7) — 1,678(10) — 0,969(7)
Добреелит 3,54(8) — 3,03(10) — 2,49(8) — 1,92(8) — 1,763(10) — 1,299(10)
Индит 3,20(10) — 2,05(7) — 1,877(9) — 1,384(5) — 1,228(5) — 1,085(8)

Так же как большинство других сульфидов никеля и кобальта и аналогичных соединений, минералы группы линнеита являются типичными гидротермальными продуктами (исключение составляет добреелит, встречающийся лишь в метеоритах). Они ассоциируют с халькопиритом, пирротином, пиритом, миллеритом и др. Обычно развиты в жилах кварца и сидерита. Линнеит, названный в честь знаменитого ученого Линнея, встречается в виде крупных кристаллов на рудниках Катанги, Конго, в руднике Зиген, ФРГ. Вилкманит Ni_3Se_4 представляет собой моноклинную модификацию трюстедтита.

4. Группа пирита — кобальтина

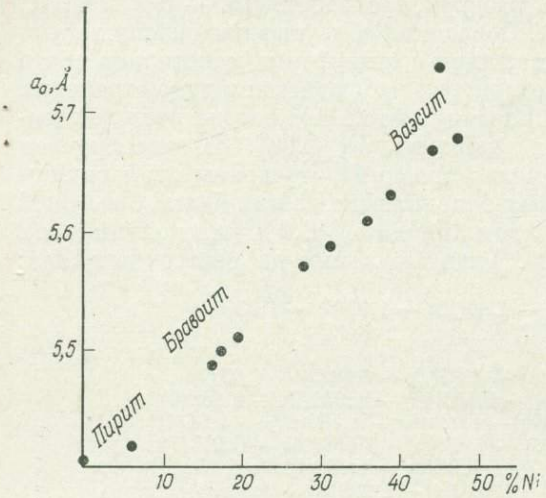
В составе минералов этой группы анионами служат S_2^{2-} или Se_2^{2-}. Один из атомов серы может замещаться на As или Sb, давая анионные группы AsS и SbS. В соответствии с этим минералы подразделяются на две подгруппы — пирита и кобальтина (обе кубические).

		a_0, Å	Уд. в.
Пирит	FeS_2	5,41	5,02
Бравоит	$(Fe, Ni)S_2$	5,57	4,66
Ваэсит	NiS_2	5,67	4,45
Пенрозеит	$NiSe_2$	6,02	6,69
Каттьерит	CoS_2	5,52	4,80
Трогталит	$CoSe_2$	5,87	?
Кобальтин	CoAsS	5,58	6,33
Герсдорфит	NiAsS	5,72	5,82
Ульманнит	NiSbS	5,91	6,65

Пенрозеит обычно содержит небольшое количество меди и кобальта. Разновидностями могут считаться *селеноваэсит*, *вилламанинит* (фаза, богатая медью), *коринит* (сурьмяный герсдорфит), *виллиамит* (кобальтсодержащий ульманнит) и *каллилит* (висмутовый ульманнит). На фиг. 99 показаны изменения a_0 в пирите, бравоите и ваэсите, связанные с изменением изоморфной смесимости, что подтверждается также многократно повторяющейся зональностью на кристаллах бравоита (фиг. 100).

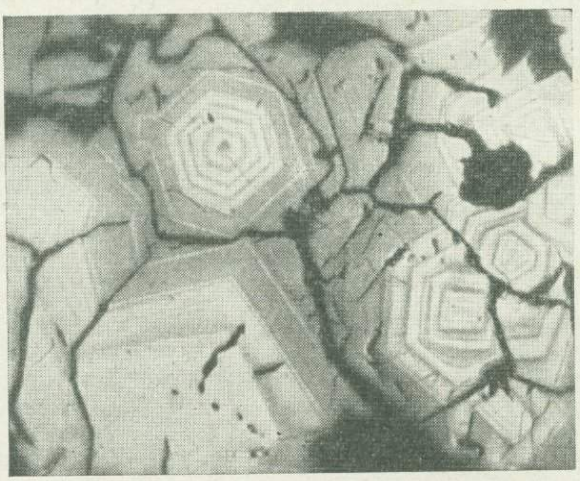
Пирит FeS_2. Название греческого происхождения и связано со способностью давать искры при ударе. Обычно содержит Co, Ni и Se. Теоретический состав 46,55% Fe, 53,45% S.

Кристаллографическая характеристика. Дидодекаэдрический в. с. $Pa3$, $a_0 = 5{,}4176$ Å, $Z = 4$. Структура типа NaCl (фиг. 3). Атомы железа образуют



Фиг. 99. Изменение величины a_0 в зависимости от процентного содержания Ni в ряду FeS_2 — NiS_2 (по Бернарду и Падера).

гранецентрированную кубическую решетку (соответственно атомам натрия в структуре NaCl). Сдвоенные атомы серы занимают место атомов хлора, также образуя гранецентрированную кубическую решетку, но смещенную на $a_0/2$ по отношению к катионной решетке. Оси сдвоенных атомов серы ориентированы вдоль непересекающихся диагоналей кубической пространственной

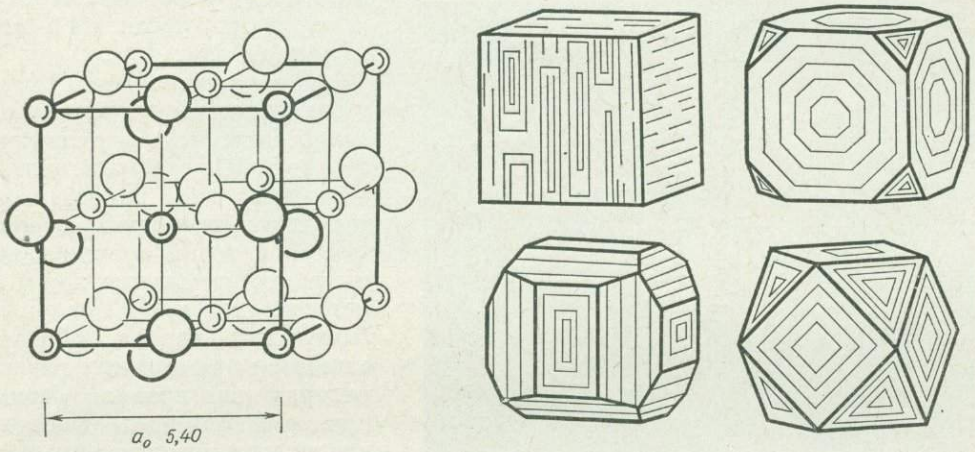


Фиг. 100. Зональность бравоита (по Рамдору и Эренбергу).

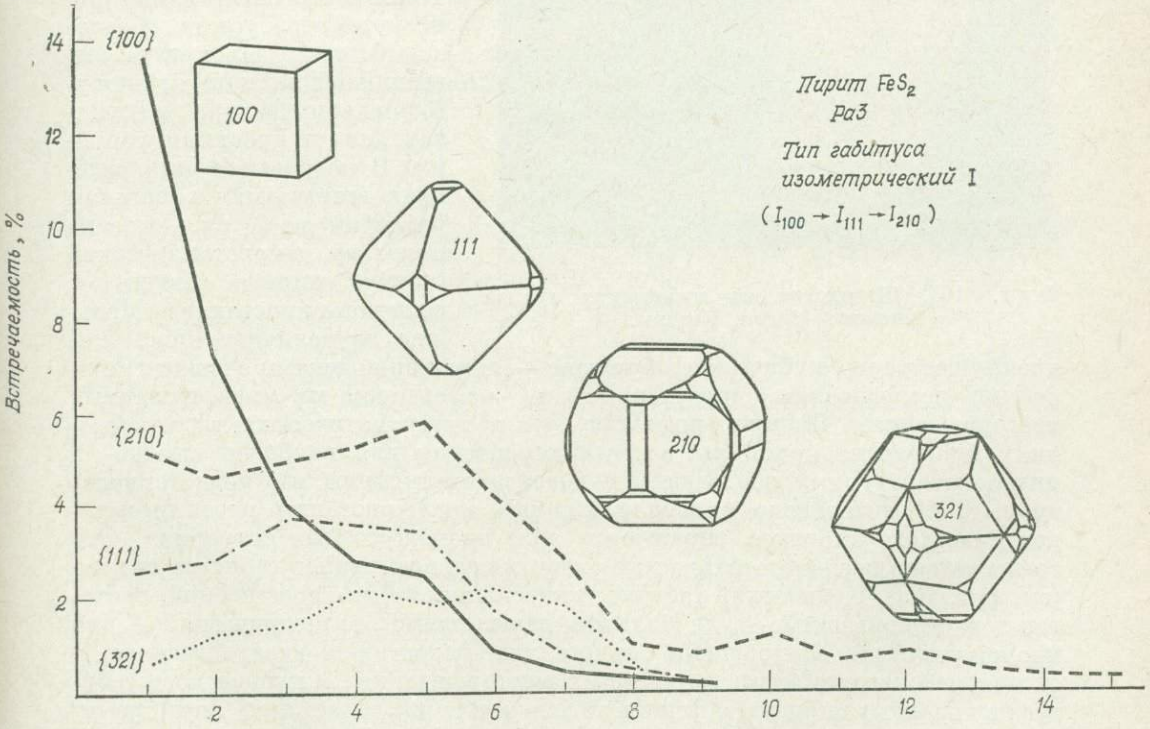
решетки. Расстояние между атомами серы, связанными в каждой паре ковалентной связью, равно 2,05 Å (фиг. 101). Широко распространены кристаллы, главным образом кубы, пентагон-додекаэдры или октаэдры. Главные формы наряду с a {100}, o {111} и e {210} представлены также n {211}, p {221}, s {321}, t {421}, d {110}, m {311}, h {410}, f {310} и g {320} (фиг. 102). На гранях куба часто наблюдается штриховка, параллельная ребрам куба

(фиг. 103), соответствующая расположению атомов серы в структуре. Для пирита очень характерны двойники прорастания по {110}. Пирит встречается также в виде зернистых почковидных, лучистых и других агрегатов (фиг. 54). Известны закономерные срастания между пиритом и марказитом, тетраэдритом, галенитом, пирротином, арсенопиритом и др. Главные линии на рентгенограммах:

Пирит 2,696(8) — 2,417(8) — 2,206(7) — 1,908(6) — 1,629(10) — 1,040(9)
Ваэсит 3,24(5) — 2,809(8) — 2,515(7) — 1,992(6) — 1,702(10) — 1,080(9)
Пенрозеит 2,67(9) — 2,45(9) — 1,802(8) — 1,659(3) — 1,596(5) — 1,301(3)
Каттьерит 2,75(8) — 2,46(8) — 2,249(7) — 1,663(10) — 1,474(6) — 1,063(10)
Трогталит 2,62—2,39—1,093—1,035—0,951

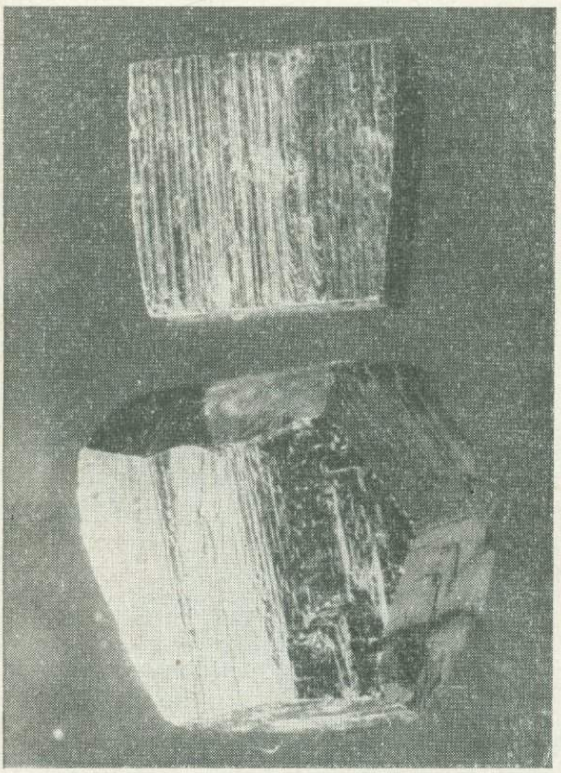


Фиг. 101. Структура и наиболее распространенные формы пирита.
Штриховка на поверхности граней куба.



Фиг. 102. Изменение основных типов габитуса пирита.
По оси абсцисс показано число простых форм.

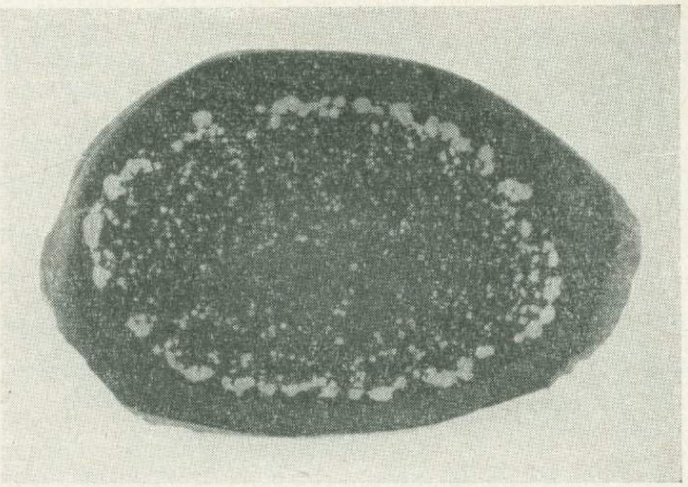
Физические свойства. Спайность неясная по {100} и {111}. Тв. 6—6,5. Хрупок, особенно если обогащен включениями золота. Уд. в. 4,9—5,2. Цвет бледный латунно-желтый, несколько темнее в образцах, обедненных серой; в полированных шлифах кремово-белый, изотропный, но иногда анизотропный вследствие замещения атомов серы атомами железа (согласно Гордон-Смиту). По данным того же автора, пирит, образовавшийся при температуре выше 135°, изотропен и характеризуется статистическим распределением атомов железа на месте атомов серы. (Ниже этой температуры образуются анизотропные пириты.) Это свойство пирита может быть использовано в геологической термометрии. Пирит относится к парамагнитным минералам. Кривая ДТА показана на фиг. 106.



Фиг. 103. Штриховка на кубических гранях пирита; Мадан, Родопы.

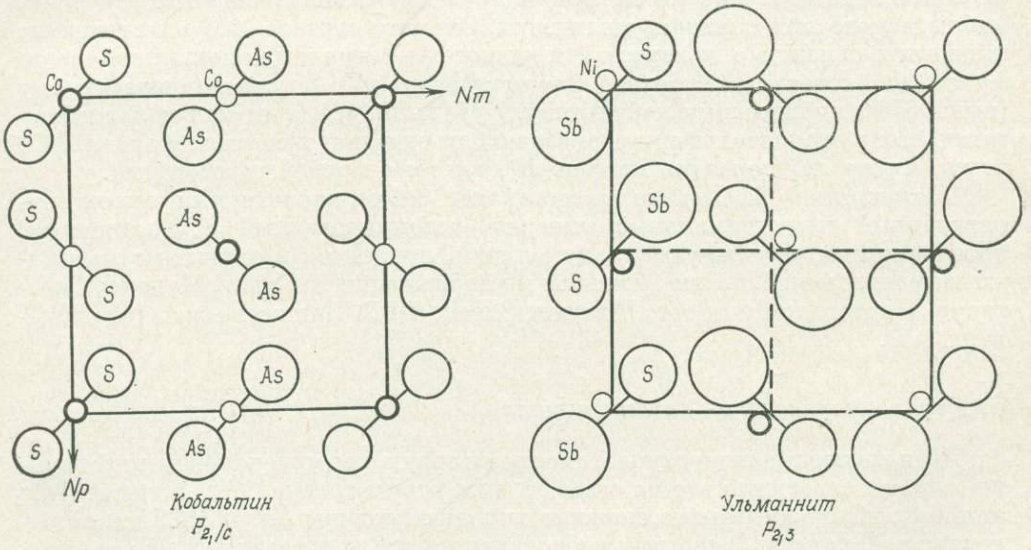
Нахождение. Пирит представляет собой наиболее распространенный сульфид, образующийся в различных условиях, как гипогенных, так и супергенных. С экономической точки зрения важны гидротермальные жилы и метасоматические залежи. Кристаллы пирита, образовавшиеся при высоких температурах, как правило, бедны простыми формами. Последние обычно представлены кубами, октаэдрами или {210}. То же самое справедливо для низкотемпературных образований, тогда как кристаллы, возникающие при промежуточных температурах и глубинах, богаче простыми формами. В подобных месторождениях встречаются кристаллы размером до 10 *см*. Согласно Санагава, кристаллический габитус пирита зависит от величины кристаллов. Меньшие по величине кристаллы преимущественно кубические, большие — пентагон-додекаэдрические. Подробные исследования, проведенные тем же автором на многочисленных месторождениях Японии, показали, что в метасоматических месторождениях кубические кристаллы пирита характерны для наиболее высоко- и низкотемпературных зон. Пентагон-додекаэдры типичны для низкотемпературных, но интенсивно минерализованных зон. Кристаллы пентагон-додекаэдрического габитуса образуются при промежуточных ситуациях. Это согласуется с последовательностью развития главных типов габитуса пирита (см. фиг. 102). Кубический габитус типичен для слабых пересыщений, пентагон-додекаэдрический — для больших пересыщений, октаэдрический — для промежуточных. Нахождение кристаллов пентагон-додекаэдрического и октаэдрического габитуса в жильных месторождениях и кубического габитуса в коренных породах, обычно в виде вкраплений, может быть интерпретировано с точки зрения пересыщения. Определенной зависимости соотношений между габитусом кристалла и примесями не установлено. В восстановительных

условиях часто образуются конкреции или вкрапленность пирита в осадочных породах (фиг. 54, 104). В осадочных условиях отлагается также скрытокристаллическая разновидность пирита (*мельниковит* [1]), образующая смеси



Фиг. 104. Зерна пирита в конкреции сидерита (по Атанасову).

с диморфной модификацией FeS_2 — марказитом. Последний минерал ромбический, искусственно получен в кислой среде, тогда как пирит образуется лишь в нейтральной или слабокислой среде. Пирит может возникать при



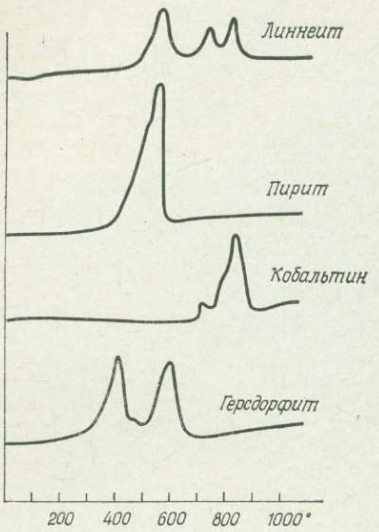
Фиг. 105. Структура кобальтина (Онорато) и ульманнита (Такеучи) в проекции на (100).

метаморфизме из глинистых отложений, обогащенных органическим материалом. Пирит добывается для получения серной кислоты, главным образом на всемирно известном месторождении Рио-Тинто в Испании.

[1] Мельниковит (синоним: грейгит) представляет собой самостоятельный минеральный вид состава Fe_3S_4.— *Прим. перев.*

Кобальтин CoAsS. Содержит 35,33% Co, 45,15 As и 19,32% S и примеси Ni и Fe.

Кристаллографическая характеристика, тетраэдрический в. с. $P2_13$, $a_0 = 5{,}58$ Å, Z = 4, или моноклинный $P2_1/c$ (фиг. 105). Структура типа пирита, но с пониженной симметрией вследствие замещения в каждой паре сдвоенных атомов одного атома серы на мышьяк. Морфологически кобальтин сходен с пиритом, но октаэдры встречаются реже.



Ф и г. 106. Кривые ДТА для линнеита, пирита, кобальтина и герсдорфита.

Главные линии на рентгенограммах:

Кобальтин 2,82(7) — 2,53(10) — 2,29(9) — 1,687(9) — 1,493(5) — 1,078(5)
Герсдорфит 2,84(6) — 2,56(8) — 2,33(6) — 1,725(8) — 1,582(8) — 1,100(6)
Коринит 2,85(9) — 2,55(10) — 2,33(9) — 1,71(9) — 1,57(7) — 1,51(8)
Виллиамит 4,15(5) — 2,92(5) — 2,62(10) — 2,40(8) — 1,770(7) — 1,630(5)
Ульманнит 4,15(5) — 2,94(5) — 2,64(10) — 2,41(8) — 1,78(8) — 1,640(5)

Физические свойства. В отличие от пирита кобальтин обладает совершенной спайностью по {100} и пониженной твердостью (5,5). Уд. в. 6,33. Цвет серебристо-белый с сиреневым оттенком и сильным металлическим блеском (отражательная способность 52,5%); в полированных шлифах белый с розовым оттенком. Подобно пириту, часто анизотропен, но в данном случае это вызвано наличием тонкопластинчатого строения, наблюдаемого при сильном увеличении. Онорато считает, что пластинчатые выделения связаны с присутствием низкотемпературной моноклинной модификации, которая образует параморфозы по высокотемпературному (выше 850°) кубическому кобальтину. Кобальтин обладает как положительными, так и отрицательными термоэлектрическими свойствами. Кривая ДТА этого минерала показана на фиг. 106 вместе с кривой герсдорфита.

Нахождение. Кобальтин представляет собой характерный высокотемпературный гидротермальный минерал, ассоциированный с лёллингитом, арсенопиритом, скуттерудитом, никелином, линнеитом и другими сульфидами и арсенидами. Хорошо известны месторождения Кобальт, Канада; Скуттеруд, Норвегия; Тунаберг, Швеция; Зиген, ФРГ; Дашкесан в Азербайджане, СССР.

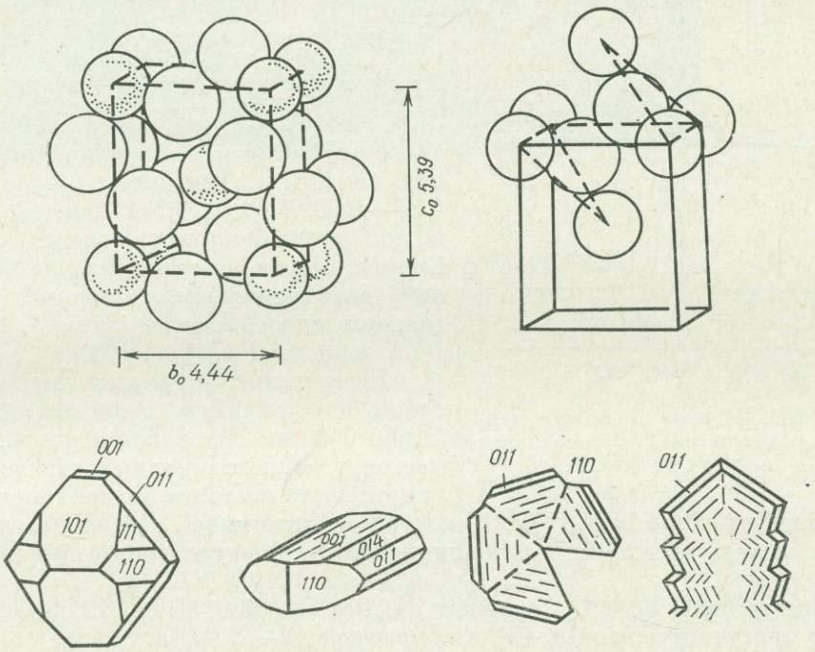
5. Группа марказита — арсенопирита

Как и в предыдущем случае, анионом в структуре минералов данной группы служат сдвоенные атомы серы S_2^{2-} или атомы селена Se_2^{2-}, а также Te_2^{2-} или As_2^{2-}. Возможны также сложные анионные группы AsS и SbS, как в подгруппе кобальтина. В соответствии с этим группа подразделяется на две подгруппы: марказита (ромбическую) и арсенопирита (моноклинную):

		a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å	Уд. в.
Марказит	FeS_2	3,38	4,44	5,39	4,85
Ферроселит	FeS_2	4,78	5,73	3,57	7,21
Фробергит	$FeTe_2$	3,85	5,28	6,26	7,98
Лёллингит	$FeAs_2$	2,85	5,25	5,92	7,45
Хастит	$CoSe_2$	3,60	4,84	5,72	7,22
Куллерудит	$NiSe_2$	4,89	5,96	3,67	6,72

Саффлорит	(Co, Fe)As_2	6,35	4,86	5,80	7,2
Раммельсбергит	$NiAs_2$	3,53	4,78	5,78	7,1
Парараммельсбергит	$NiAs_2$	5,74	5,81	11,40	7,24
Арсенопирит	FeAsS	9,51	5,65	6,42	6,15
Гудмундит	FeSbS	10,04	5,93	6,68	6,72

Вольфахит Ni(As, Sb)S и *джулукулит* (Co, Ni)AsS также относятся к последней подгруппе. Все члены этой группы имеют твердость около 5 и 6 и цвет серебристо-белый до стального серого с кремовым оттенком и сильным металлическим блеском. Они часто встречаются в виде правильных длиннопризматических кристаллов с ромбическим поперечным сечением (фиг. 111, 112). Согласно Л. К. Яхонтовой и П. А. Раудонису, стабильность членов ряда



Фиг. 107. Структура марказита.

Затемнены атомы железа. Справа сдвоенная группа серы между двумя триадами атомов железа. Внизу — формы кристаллов.

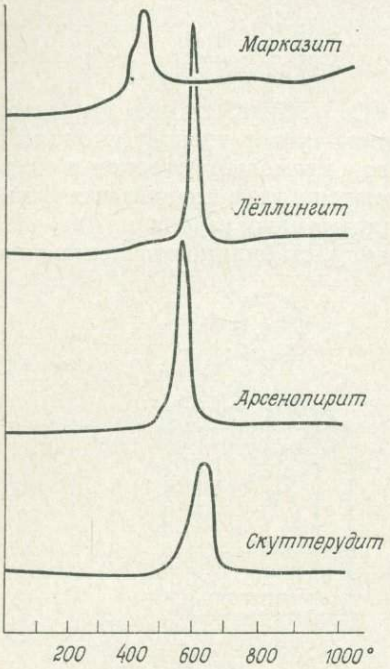
возрастает в последовательности Ni → Co → Fe. Это подтверждается примером арсенидов: раммельсбергита → саффлорита → лёллингита, из которых последний наиболее устойчив.

Марказит FeS_2. Название происходит от арабского или мавританского слова, также обозначающего на этих языках пирит. Марказит представляет собой полиморфную модификацию пирита, но его состав более постоянен, чем у пирита.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pmnn*, $a_0 = 3{,}38$ Å, $b_0 = 4{,}44$ Å, $c_0 = 5{,}39$ Å, Z = 2. Его структура аналогична пириту. Сдвоенные атомы серы расположены между двумя триадами атомов железа (фиг. 107). Селениды, теллуриды и арсениды — аналоги марказита, имеют идентичные структуры. Парараммельсбергит обладает иной пространственной группой (*Pbma*) или является моноклинным. Марказит встречается в виде таблитчатых {010} или дипирамидальных кристаллов с наиболее распространенными простыми формами *m* {110}, *b* {010}, *v* {130}, *r* {140}, *e* {101}, *l* {011}, *s* {111}, *a* {100} и *c* {001}. (010) ∧ (110) = 50°40′,

(010) ∧ (140) = 16°53′, (001) ∧ (101) = 52°41′ (фиг. 107). Часто сдвойникован по {101}. Встречается также в виде сталактитов, почковидных образований, сферолитов. Главные линии на рентгенограммах:

Марказит 2,69(10) — 2,412(8) — 2,314(8) — 1,908(6) — 1,754(10) — 1,593(5)
Ферроселит 2,56(9) — 2,46(10) — 1,876(10) — 1,781(7) — 1,688(7) — 1,443(8)
Фробергит 2,80(10) — 2,70(8) — 2,06(6) — 1,935(4) — 1,841(5) — 1,573(4)
Лёллингит 2,589(10) — 2,535(9) — 2,332(9) — 1,846(10) — 1,628(10)
Хастит 2,6—2,5—1,9—1,02
Саффлорит 2,578(10) — 2,373(9) — 1,859(10) — 1,639(10) — 1,291(9)
Раммельсбергит 2,83(8) — 2,56(10) — 2,48(8) — 1,872(7) — 1,693(3)
Парараммельсбергит 2,86(8) — 2,55(10) — 2,37(7) — 2,01(7) — 1,82(7) — 1,73(7)

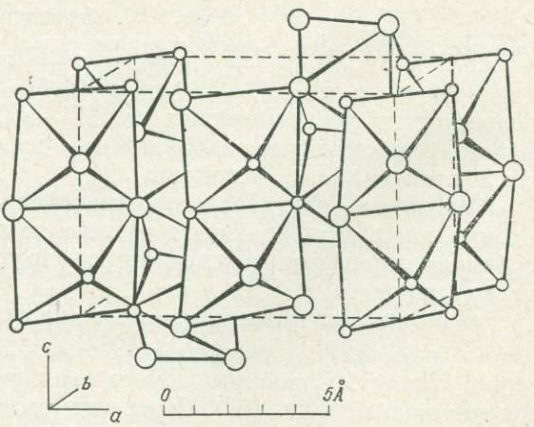


Ф и г. 108. Кривые ДТА для марказита, лёлленгита, арсенопирита и скуттерудита.

Физические свойства. Спайность неясная по {101}. Твердость 6—6,5. Уд. в. 4,85—4,90. Цвет бледный бронзово-желтый до оловянно-белого на свежем изломе. Сильно анизотропный, обладает отчетливым двуотражением с высокой отражательной способностью (51,5%). Кривые ДТА показаны на фиг. 108.

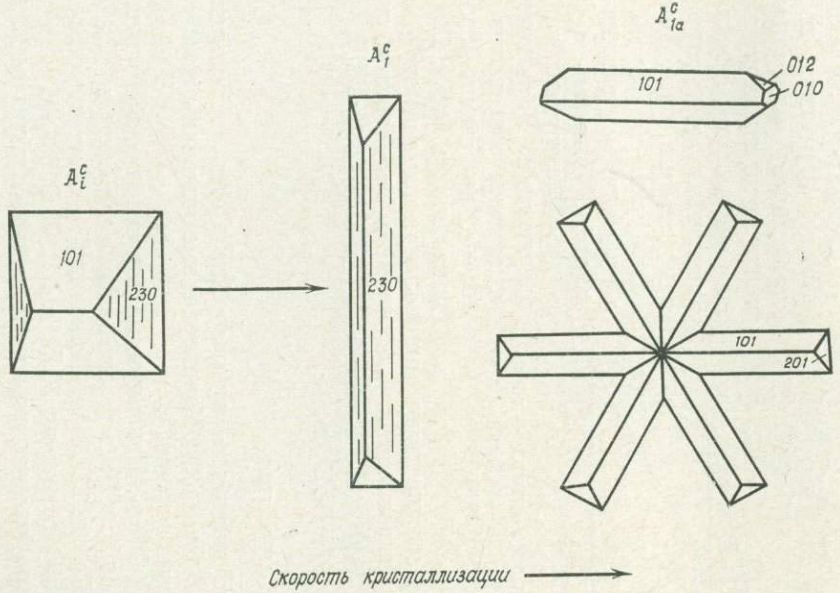
Нахождение. Марказит представляет собой неустойчивую модификацию FeS_2. Выше 350° он переходит в пирит. Встречается в гидротермальных образованиях, например в знаменитых месторождениях Клаусталь и Фрейберг, ГДР. Как продукт экзогенной деятельности наблюдается в виде псевдоморфоз по пирротину. Образует конкреции в осадочных породах.

Арсенопирит FeAsS. Содержит 34,30% Fe, 46,01% As, 19,69% S. В *данаите* присутствует до 9% Co, в *глаукодоте* 12—22% Co.

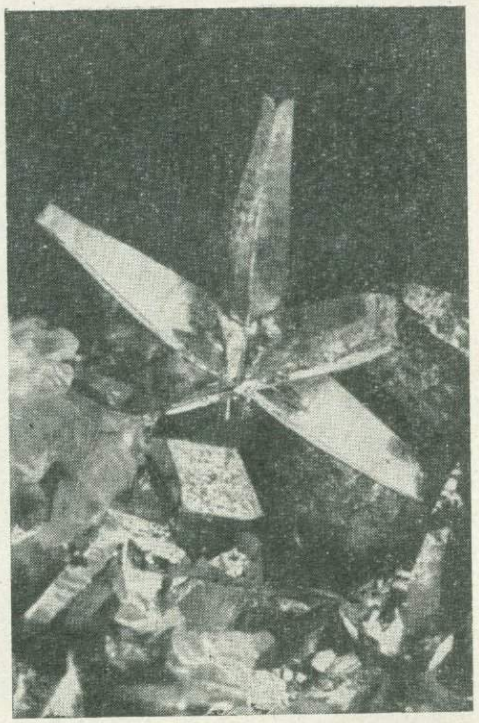


Ф и г. 109. Структура арсенопирита.
Большие кружки — мышьяк; малые кружки — сера, окружающая атомы железа в искаженных октаэдрах.

Кристаллографическая характеристика. Моноклинный ($P2_1c$) или триклинный ($P\bar{1}$), псевдоромбический, $a_0 = 9{,}53$ Å; $b_0 = 5{,}66$ Å; $c_0 = 6{,}43$ Å; $\beta = 90°$; $Z = 8$. В структуре каждый атом железа окружен тремя атомами серы и тремя атомами мышьяка, размещающимися в вершинах искаженных



Ф и г. 110. Формы арсенопирита и различный габитус кристаллов.

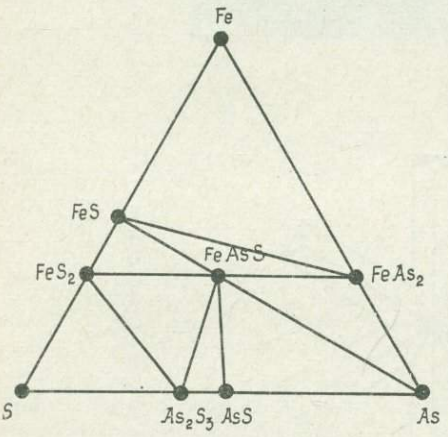


Ф и г. 111. Арсенопирит, звездчатые тройники, Родопы, Болгария.

октаэдров. Каждый атом мышьяка окружен тремя атомами железа и одним серы, находящимися в вершинах деформированного тетраэдра. Сера в свою очередь находится в тетраэдрическом окружении трех атомов железа и одного мышьяка (фиг. 109). Кристаллы обычно призматические, удлинены по [001], реже по [010] (фиг. 110). Главные формы: *n* {101}, *u* {120}, *q* {210}, *t* {230}, *m* {110}, *e* {012}, *b* {010}, *g* {212}. (001) $\wedge$ (101) = 34°6′, (010) $\wedge$ (210) = = 49°55′, (001) $\wedge$ (012) = 29°41′. Обычны двойники по {100}, {101}, {001} и {012}; последние образуют звездчатые срастания (фиг. 110 и 111). Встречаются также в виде столбчатых, зернистых или массивных агрегатов. Главные линии на рентгенограммах:

Арсенопирит 2,662(10) — 2,443(9) — 2,412(9) — 1,187(10) — 1,629(8)
Глаукодот 2,72(9) — 2,45(10) — 1,82(9) — 1,635(8) — 1,345(6) — 1,210(8)
Гудмундит 2,796(3) — 2,530(9) — 1,909(7) — 1,616(5) — 1,409(7) — 1,282(3)

Физические свойства. Неясная спайность по {101} и {010}. Тв. 5,5—6. Уд. в. 6,07. Цвет серебристо-белый до стального серого, в аншлифах белый с кремовым или розовым оттенком и сильной анизотропностью (отражательная способность 52,4%). Термоэлектропроводен. Кривые ДТА представлены на фиг. 108.



Фиг. 112. Диаграмма состав — парагенезис минералов в системе Fe — As — S (по Кларку).

Нахождение. Арсенопирит, подобно пириту, относится к широко распространенным минералам и встречается в месторождениях разных типов. Обычно его считают высокотемпературным гидротермальным минералом. Он часто присутствует в пегматитовых и метасоматических образованиях в ассоциации с турмалином, шеелитом, самородным золотом, никелином, халькопиритом и др. Обнаружен также в осадочных отложениях. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе Fe — As — S при температурах ниже 491° показаны на фиг. 112. При этих температурах обычно сосуществует минеральная пара пирит — арсенопирит.

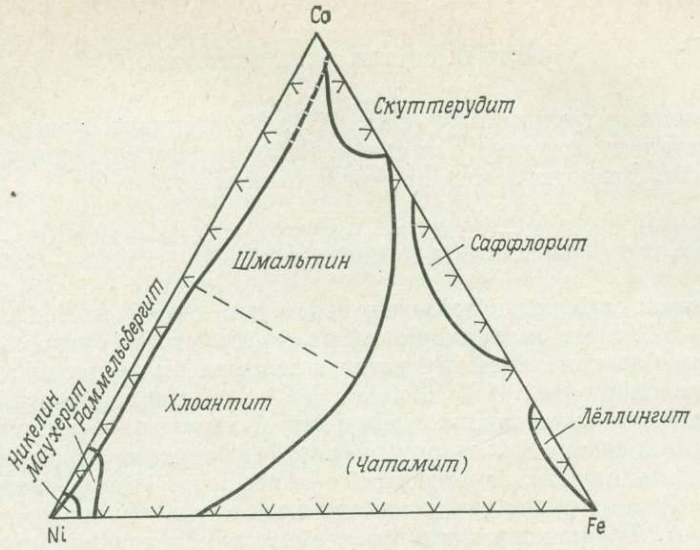
В процессе выветривания арсенопирит переходит в скородит $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$, при наличии кобальта — в эритрин $CoAsO_4 \cdot 8H_2O$, реже — в другие арсенаты или в реальгар As_4S_4.

6. *Группа скуттерудита*

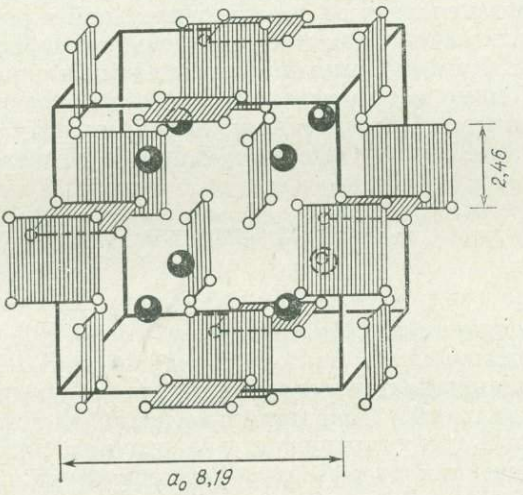
Эта группа включает *скуттерудит* $CoAs_3$. *шмальтин* (Co, Ni)As_{3-x} и *хлоантит* (Ni, Co)As_{3-x}. Перечисленные минералы изоструктурны и дают изоморфные ряды (фиг. 113).

Скуттерудит $CoAs_3$. Назван по месторождению в Норвегии. Почти всегда содержит примесь Ni и Fe (в разновидности *чатамит* до 12%). Теоретический состав 20,77% Co, 79,23% As. Никелевый аналог скуттерудита $NiAs_3$ (*никель-скуттерудит*) содержит 20,71% Ni, 79,29% As.

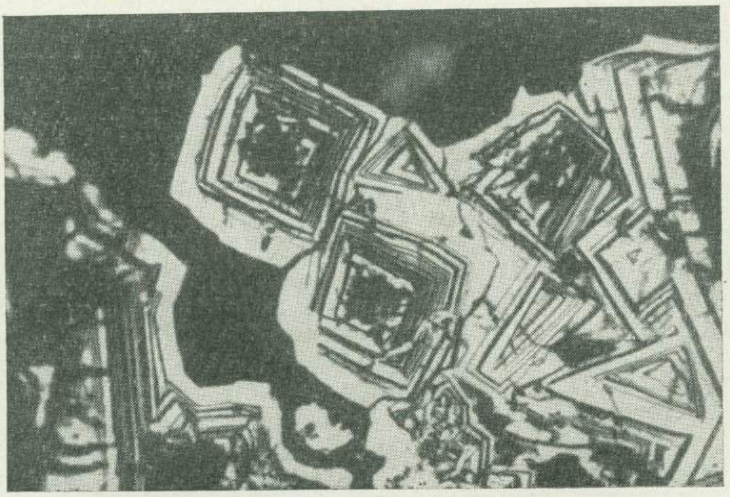
Кристаллографическая характеристика. Кубический. Дидодекаэдрический в. с. $Im3$, a_0 = 8,19 Å (скуттерудит), 8,24 Å (шмальтин), Z = 8. Элементарная ячейка содержит восемь атомов кобальта, расположенных в центрах восьми октантов, и группы из четырех атомов мышьяка, занимающих центры граней и ребер кубической ячейки. Четыре атома мышьяка образуют две пары гантелей As_2. Эти атомы расположены в вершинах квадрата



Фиг. 113. Диаграмма состав — парагенезис арсенидов кобальта, никеля и железа (по Г. А. Крутову).



Фиг. 114. Структура скуттерудита.



Фиг. 115. Зональный скуттерудит (по Эренбергу и Рамдору).

и дают анионные группы As_4^{4-} (фиг. 114). Скуттерудит обычно встречается в виде кристаллов, сходных с пиритом. Известны также зернистые и массивные агрегаты. Главные линии на рентгенограммах:

Скуттерудит 2,585(10) — 2,184(8) — 1,828(9) — 1,668(9) — 1,607(10) — 1,404(9)
Хлоантит 2,61(10) — 2,182(5) — 1,845(10) — 1,688(7) — 1,616(8) — 1,425(7)

Физические свойства. Спайность неясная по {100} и {111}. Тв. 5,5—6. Уд. в. 6,1—6,9. Цвет оловянно-белый до серебристого белого с сильным металлическим блеском. В полированных шлифах изотропный, обладает зональным строением (фиг. 115). Кривые ДТА представлены на фиг. 108.

Нахождение. Скуттерудит, шмальтин и хлоантит — типичные средне- или высокотемпературные гидротермальные минералы, встречающиеся совместно с арсенопиритом, самородным серебром, сульфосолями серебра, самородным висмутом и минералами никеля и кобальта.

По А. А. Годовикову последовательность образования арсенидов следующая: маухерит → никелин → раммельсбергит → шмальтин → Со-шмальтин → скуттерудит → саффлорит → лёллингит. Подобная последовательность соответствует переходу от восстановительной к окислительной обстановке. Роль окислителей играют обычно избыточные ионы мышьяка. Они взаимодействуют с бедными мышьяком арсенидами и окисляют их анионные составляющие. Помимо месторождения Скуттеруд, прекрасно известны месторождения Яхимов, Чехословакия; Фрейберг, Шнеберг и Аннаберг в Саксонии, ГДР; Кобальт в Онтарио и Большое Медвежье озеро в Юконе, Канада.

в. Mo-W-Sn-ассоциация

Геохимия

В состав ассоциации входят *молибденит* MoS_2, *тунгстенит* WS_2, *герценбергит* SnS, *оттеманнит* Sn_2S_3 и *берндтит* SnS_2. Первые два — гексагональные с одинаковым типом структуры, два следующих — ромбические, а пятый — тригональный. Дополнительно сюда входят *тиллит* $PbSnS_2$ и *монтезит* $PbSn_4S_5$ со структурой, аналогичной SnS, и напоминающие в некоторых отношениях сульфосоли. *Кастаингрит* $CuS \cdot 2MoS_2$ имеет растянутую структуру молибденита.

Из трех металлов, слагающих минералы данной ассоциации, молибден — типично сидерофильный элемент с ясно выраженной тиофильной тенденцией, тогда как два других (вольфрам и олово) отчетливо оксифильны и лишь в исключительных случаях образуют сульфидные и сульфосолевые минералы. Однако минералы всех трех металлов парагенетически тесно связаны и их экзогенные образования (молибдаты и вольфраматы) подобны геохимически и кристаллохимически. Все три металла обычно концентрируются в поздних магматических дифференциатах.

Кислородные соединения вольфрама и олова (вольфраматы и окислы) играют более важную роль, чем их сульфиды, и поэтому геохимия вольфрама и олова будет рассмотрена более детально в другом разделе.

Молибден концентрируется почти исключительно в пневматолитово-гидротермальных месторождениях в виде молибденита. В силу высокой валентности и сравнительно малого размера ионных радиусов (Mo^{4+} 0,68 Å, так же как и W^{4+}) молибден в собственно магматических сульфидных месторождениях, как правило, не концентрируется и молибденита не образует. Он обладает отчетливым сродством к сере и в соответствующих месторождениях молибден, видимо, соединяется с серой раньше, чем другие металлы. В отличие от молибдена оба других металла образуют сульфиды лишь в высокосернистых условиях при отсутствии других более тиофильных катионов.

При выветривании и в особенности под действием свободной серной кислоты молибден окисляется и подвергается гидролизу. При этом образуются бледно-желтые молибденовые охры, молибдит MoO_3, *ильсеманнит* $Mo_3O_8 \cdot nH_2O$ (диагностируемый по синему цвету) или некоторые другие молибдаты. По мнению В. В. Щербины, ильсеманнит возникает в том случае, когда циркулирующие растворы имеют низкую концентрацию катионов железа и высокую — ионов молибдата. Зис придерживается мнения, что образование ильсеманнита обусловлено действием сероводорода на молибдаты щелочных металлов. В водных бассейнах с преобладающими восстановительными условиями молибден может осаждаться в виде сульфида совместно с другими металлами. Это подверждается повышенной концентрацией молибдена в битуминозных породах. Молибден осадочного происхождения присутствует в некоторых марганцовых месторождениях, хотя обычно они богаче вольфрамом, чем молибденом.

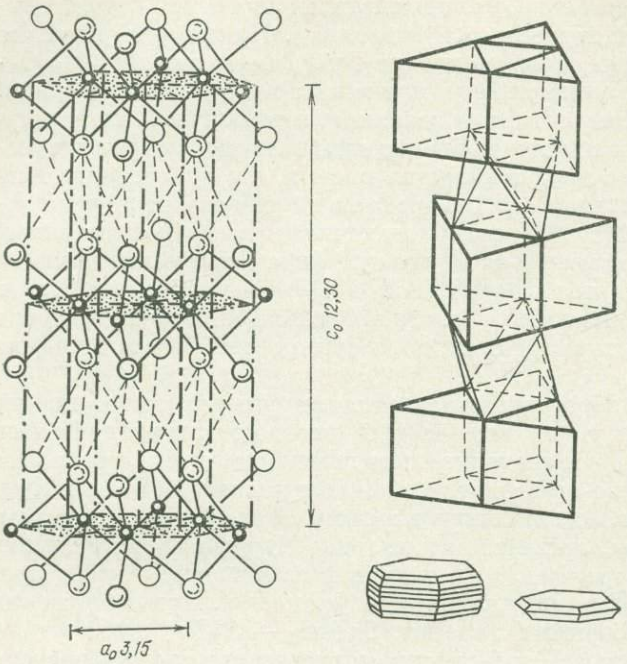
Слоистая структура минералов этой ассоциации определяет их низкую твердость, подобную графиту, их серо-черный цвет, металлический блеск и сильную анизотропию. Важное значение имеет лишь молибденит, остальные минералы редки. В контактово-метасоматическом месторождении Эмма в Юте, США, тунгстенит встречен в ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, вольфрамитом, аргентитом и кварцем. Герценбергит и тиллит найдены в оловянных месторождениях Боливии в ассоциации с касситеритом и оловоносными сульфосолями (цилиндрит и франкеит). При разложении тиллита образуется герценбергит и галенит: $SnPbS_2 \rightarrow SnS + PbS$.

Молибденит MoS_2. Название происходит от греческого слова, означающего свинец. Так обозначались различные соединения, содержащие свинец, и другие минералы, похожие по внешнему виду на свинец. Молибденит содержит 59,94% Mo и 40,06% S. Состав природного молибденита почти точно соответствует теоретическому. Важным рассеянным элементом в его составе является Re. Селенистый молибденит содержит до 25% Se.

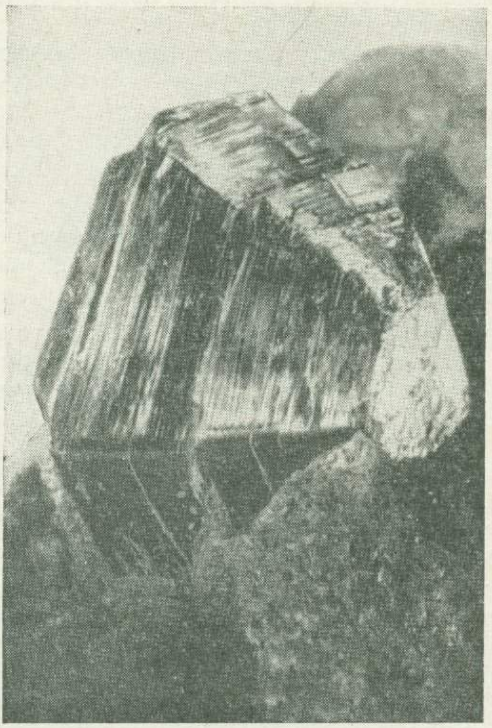
Кристаллографическая характеристика. Дигексагонально-дипирамидальный в. с. $P6_3/mmc$, $a_0 = 3{,}15$ Å, $c_0 = 12{,}30$ Å, $Z = 2$; ромбоэдрический в. с. $R\bar{3}m$, $a_0 = 3{,}16$ Å, $c_0 = 18{,}33$ Å. Структура молибденита показана на фиг. 116. Атомы молибдена находятся в шестерной координации атомов серы, расположенных в вершинах тригональных призм. Последние образуют слои, параллельные {0001}, отделенные друг от друга слоями вакантных октаэдров. Отчетливо слоистая структура определяет таблитчатый до чешуйчатого габитус кристаллов молибденита и тунгстенита и их совершенную спайность по {0001}. Главные формы: *c* {0001}, *m* {10$\bar{1}$0}, *p* {10$\bar{1}$1}, *o* {10$\bar{1}$2}, *t* {10$\bar{1}$3}, *s* {10$\bar{1}$5}, *q* {30$\bar{3}$2} (фиг. 117). По направлению {0001} часто наблюдается штриховка в трех направлениях под углом 60°, вызванная деформацией. Обычно молибденит встречается в виде чешуйчатых или слоистых агрегатов. Главные линии на рентгенограммах:

Молибденит-2H 6,01(10) — 2,50(1) — 2,27(8) — 1,82(5) — 1,58(2)
Молибденит-3R 6,09(10) — 2,34(6) — 2,19(6) — 1,89(4) — 1,75(3)
Тунгстенит 3,10(9) — 2,058(10) — 1,581(9) — 1,547(10) — 1,103(9)

Физические свойства. Совершенная спайность по {0001}. Твердость 1—1,5. Уд. в. 4,62—4,73 (теоретический 5,05). Т. пл. 1185°. Цвет свинцово-серый с сильным металлическим блеском; в полированных шлифах белый с сильным двуотражением (R_o белый, R_e серовато-белый); сильно анизотропен. Электропроводность по {0001} в 10^3 раз больше, чем по оси *c*. Магнитная восприимчивость перпендикулярна оси *c* — $44 \cdot 10^{-6}$, существенно изменяется с температурой. В инфракрасных лучах оптически одноосный отрицательный, $n_0 = 4{,}34$, $n_e = 2{,}03$.



Ф и г. 116. Структура молибденита.
Справа показаны координационные полиэдры и формы кристаллов.



Ф и г. 117. Кристалл молибденита с горы Витоша, Болгария.

Нахождение. Молибденит представляет собой типичный минерал пегматито-пневматолитовых месторождений, в которых он ассоциирован с вольфрамитом, топазом, касситеритом, флюоритом, шеелитом, тетрадимитом и другими висмутовыми минералами, халькопиритом, пиритом и др. Молибденит встречается также в контактово-метасоматических месторождениях совместно с гранатом, шеелитом, пироксенами, турмалином, пиритом и другими сульфидами. Промышленное значение имеют гипотермальные и мезотермальные месторождения. В некоторых из них молибденит тесно ассоциирован с сульфидами меди. Как типично гипогенный минерал молибденит связан с гранитными и гранодиоритовыми интрузиями. В первом случае он тесно ассоциируется с вольфрамитом, касситеритом, самородным висмутом и другими минералами грейзеновых зон. Во втором случае он находится с сульфидами меди или только с пиритом среди жильного кварца. По мнению В. В. Щербины самая вероятная реакция образования молибденита в последнем (широко распространенном) типе месторождений такова: $Na_2MoS_4 + FeO + H_2O \rightarrow \rightarrow MoS_2 + FeS_2 + 2NaOH$.

Наиболее широко известное месторождение молибденита находится в Клаймаксе, Колорадо, США; конусообразная зона окремнелых и серицитизированных пород в районе этого месторождения импрeньирована молибденитом и пиритом.

Другой формой MoS_2 являются черные порошковатые образования *иордизита*, ассоциирующего с киноварью или ильсеманнитом, явно супергенного происхождения.

г. Zn-Cu-Pb-ассоциация

Геохимия

Главные металлы в минералах этой ассоциации представлены Zn, Cd, Cu (обычно связанной с Fe, отчасти с Mn) и Pb. Анионами служат преимущественно S^{2-} и в меньшей степени Se^{2-} и Te^{2-}. Связь основных металлов и второстепенных элементов этой ассоциации в периодической таблице подчеркивается проявлением изовалентного и гетеровалентного изоморфизма. Кроме того, наблюдается сходство этих элементов с основными элементами следующей Ag-Au-Hg-ассоциации:

Cu — Zn — Ga — Ge
| | | |
Ag — Cd — In — Sn
| | | |
Au — Hg — Tl — Pb

В составе сульфидов *цинк* и *кадмий* находятся в тесной ассоциации, несмотря на различие в размерах ионных радиусов (Zn^{2+} 0,83 Å, Cd^{2+} 1,03 Å). Возможно изоморфное замещение между этими двумя элементами и Cu^{+}, Hg^{2+}, Ga^{3+}, In^{3+}, Tl^{3+}, Ge^{4+}, Sn^{4+}, а также с элементами группы железа (Fe^{2+}, Co^{2+}) и с Mn^{2+}.

Цинк и кадмий представляют собой типичные сульфофильные элементы. Их среднее содержание в земной коре около 132 *г/т* Zn и 0,15 *г/т* Cd. Вследствие низкой концентрации кадмий, как правило, рассеян в составе других минералов. В природе встречаются также самостоятельные соединения кадмия CdS, CdO и $CdCO_3$, среди которых относительно широко распространен только CdS. Индий с ионным радиусом, близким к цинку (0,92 Å), подобно кадмию, рассеян в земной коре (0,1 *г/т*) и образует лишь ограниченное количество самостоятельных природных соединений. Основное количество цинка сконцентрировано в сфалерите, наиболее важном цинковом минерале. То же самое относится к кадмию, содержание которого в сфалерите может достигать 4,5%.

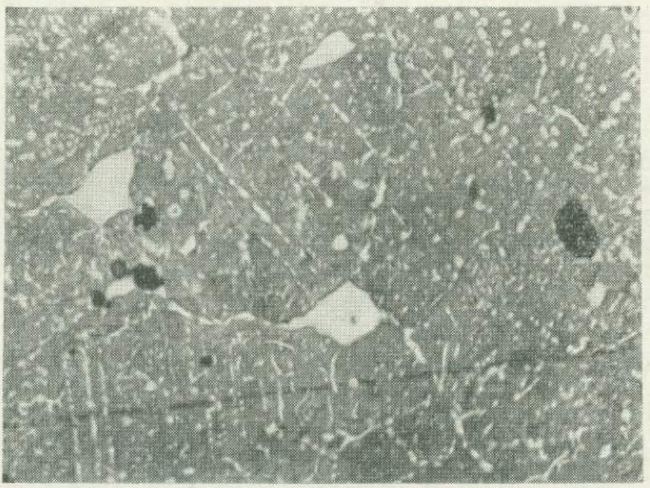
Во многих силикатных минералах возможно замещение цинком таких элементов, как Fe^{2+} и, вероятно, Mn^{2+} и Mg^{2+}, что связано с близостью размеров их ионных радиусов. Однако, как правило, концентрация цинка в таких минералах низкая. Более высокие содержания цинка установлены в раннемагматогенных сульфидах и в постмагматических образованиях, особенно в гидротермальных месторождениях, являющихся экономически наиболее важными. В магматических условиях и в пегматитовом процессе накопление цинка не происходит в связи с его тенденцией к образованию ковалентных связей и к тетраэдрической координации.

В процессе выветривания цинк мигрирует в виде легкорастворимого сульфата или хлорида. Кадмий, имеющий большее сродство к сере, может оставаться в виде CdS (гринокит или хоулиит). В супергенных условиях цинк и кадмий могут выделяться в виде карбонатов, в то время как в морских бассейнах они обычно входят в состав карбонатов кальция, марганца, магния и железа. Цинк имеет важное значение как стимулятор роста растений.

Содержание цинка и кадмия в различных типах изверженных пород не обнаруживает закономерного распределения, тогда как *медь* концентрируется главным образом в основных породах, что иллюстрируется следующими цифрами:

	г/т Cu
Основные изверженные породы	149
Средние изверженные породы	38
Кислые изверженные породы	16

В связи с отчетливо выраженной тенденцией давать соединения с серой медь в виде сульфидов (главным образом халькопирита и кубанита) концентрируется на ранних стадиях магматической дифференциации вместе с сульфидами железа и никеля. Такое ортомагматическое отделение меди происходит в основных и ультраосновных магматических очагах, в которых расслоенный сульфидный расплав погружается вниз, где кристаллизуется после силикатов. В пегматитовых и пневматолитовых условиях выделяются незначительные количества меди. Наиболее важные сульфиды меди кристаллизуются из гидротермальных растворов при температурах ниже 400°. При более высоких температурах сульфиды меди образуют смешанные кристаллы,



Фиг. 118. Структура распада халькопирита в сфалерите (по Рамдору).

в дальнейшем распадающиеся. Например, при высоких температурах возможно образование твердого раствора халькопирита в сфалерите. При низкой температуре этот твердый раствор распадается, как показано на фиг. 118. Гидротермальные условия способствуют образованию двойных сульфидов и сульфосолей меди и серебра.

Характер миграции меди в экзогенных условиях определяется климатическими факторами, а также морфологией рудных тел и минеральным составом первичных медьсодержащих руд. Сульфиды и сульфосоли медных руд окисляются и медь переходит в раствор в виде сульфата, из которого она может переосаждаться в виде вторичных сульфидов меди или других соединений (карбонатов, фосфатов, галогенидов, силикатов и др.). Значительное количество растворенной меди поступает в морские бассейны, где медь под действием организмов переотлагается в виде сульфидов.

В то время как цинк и медь частично концентрируются в ранних магматических продуктах, *свинец* накапливается почти исключительно в гидротермальных условиях. Основные изверженные породы содержат около 9 *г/т* Pb, кислые — около 20 *г/т*, что указывает на преимущественную концентрацию свинца в кислых дифференциатах магм. Свинец выделяется главным образом в виде PbS (галенит) и множества различных сульфосолей, содержащих полуметаллы (As, Sb и Bi). Последний элемент геохимически весьма близок к свинцу. Существование некоторых двойных сульфосолей (медно-свинцовых и серебряно-свинцовых) подчеркивает генетическую связь свинца с этими двумя металлами вопреки различиям в их ионных радиусах (Pb^{2+}

1,32 Å). В сильноокисленных условиях свинец четырехвалентен (Pb^{4+} 0,89 Å) и играет особую роль в образовании некоторых окислов.

В экзогенных условиях окисление сульфида свинца затруднено, особенно в присутствии сульфатов железа, образующих труднорастворимый осадок $PbSO_4$. Последний отлагается на поверхности первичных свинцовых минералов. В присутствии таких анионов, как CO_3^{2-}, PO_4^{3-}, ASO_4^{-3}, VO_4^{3-}, Cl^- и др., свинец образует серию разнообразных супергенных минералов. По И. Ноддаку и В. Ноддаку, содержание свинца в морской воде чрезвычайно низко (0,005 ч. на млн.). Благодаря близости размеров ионных радиусов калия и свинца он входит в состав калиевых минералов.

Изотопы свинца чрезвычайно важны для геохимии. Известны четыре стабильных изотопа свинца — Pb^{204}, Pb^{206}, Pb^{207} и Pb^{208}. Их распространенность в земной коре составляет соответственно 1,36; 25,42; 21,11 и 52,10%. Три изотопа с массовыми числами 206, 207 и 208 являются конечными продуктами распада урана (RaG), актиния (AcD) и тория (ThD). Природный свинец может иметь обычное нерадиогенное происхождение, образуясь за счет таких минералов, как галенит и церуссит. В других случаях свинец может получаться за счет таких радиоактивных минералов, как уранинит (см. гл. «Окислы»).

1. Группа сфалерита

Группа включает следующие минералы:

		Симметрия	a_0, Å	c_0, Å	Уд. в.
Сфалерит	β-ZnS	$F\bar{4}3m$	5,40		4,0
Стиллеит	ZnSe	$F\bar{4}3m$	5,67		5,29
Хоулиит	β-CdS	$F\bar{4}3m$	5,82		4,87
Вюртцит	α-ZnS	$C6_3mc$	3,81	6,23	4,06
Гринокит	α-CdS	$C6_3mc$	4,14	6,72	4,89
Кадмоселит	CdSe	$C6_3mc$	4,27	6,97	5,82

Строение координационных полиэдров двух модификаций (α и β) ZnS и CdS соответствует гексагональной и кубической плотнейшей упаковке. Наиболее широко распространены сфалерит, вюртцит и гринокит.

Сфалерит ZnS. Название происходит от греческого слова «обманчивый», так как его часто путают с другими минералами. Синонимы: *обманка* или *цинковая обманка*. Теоретический состав: 67,10% Zn; 32,90% S. Почти всегда содержит Fe. Разновидности с концентрацией Fe более 10% называются *марматитом*, при содержании Fe свыше 26% — *кристофитом*. Кадмийсодержащий сфалерит называется *пршибрамитом*, а светлоокрашенная разновидность, бедная железом — *клейофаном*.

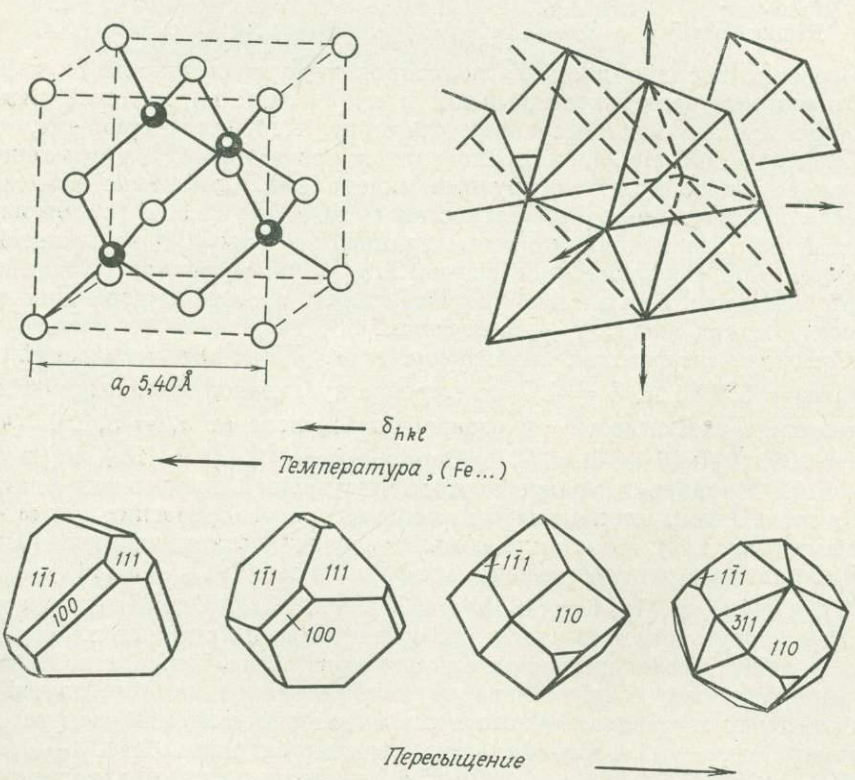
Кристаллографическая характеристика. Гексатетраэдрический в. с. $F\bar{4}3m$, $a_0 = 5{,}3985$ Å, $Z = 4$. Размер ребра кубической элементарной ячейки изменяется в зависимости от содержания железа от $a_0 = 5{,}40$ Å (чистый ZnS) до 5,41 Å (0,16% Fe), 5,42 Å (около 10% Fe), 5,43 Å (18% Fe) и 5,44 Å (26% Fe). Структура характеризуется плотнейшей кубической упаковкой атомов серы. Атомы цинка занимают половину тетраэдрических пустот между анионами (фиг. 119). Кристаллы обычно тетраэдрического габитуса (фиг. 119 и 120) с наиболее распространенными формами: *o* {111}, $-o$ {$\bar{1}\bar{1}\bar{1}$}, *a* {100}, *d* {110}, *n* {112}, *m* {113}, *q* {133}, *p* {122} и *z* {$3\bar{5}7$}. Отрицательные гексатетраэдры могут использоваться для ориентировки кристаллов. При отсутствии подобных форм для ориентировки кристаллов могут использоваться фигуры травления, возникающие на положительных и отсутствующие на отрицательных тетраэдрах. Частота встречаемости наиболее распространенных морфологических форм сфалерита отражается рядом: {110} → {111} → → {100} → {113} → {112} → {122}. Эта последовательность соответствует теоретически рассчитанным значениям плотностей плоских сеток в структуре

сфалерита. Сфалерит, обогащенный железом, почти всегда имеет тетраэдрический габитус. Светлоокрашенные разновидности имеют ромбододекаэдрический габитус и обычно образуются при низких температурах. Известны двойники по {111}, иногда полисинтетические. Встречаются также зернистые плотные массы или коломорфные агрегаты (лучистая цинковая обманка). Главные линии на рентгенограммах:

Сфалерит 3,116(10) — 1,908(9) — 1,630(8) — 1,245(4) — 1,104(5) — 1,045(5)
Хоулит 3,36(10) — 2,06(10) — 1,756(9) — 1,189(4) — 1,121(4) — 0,983(4)

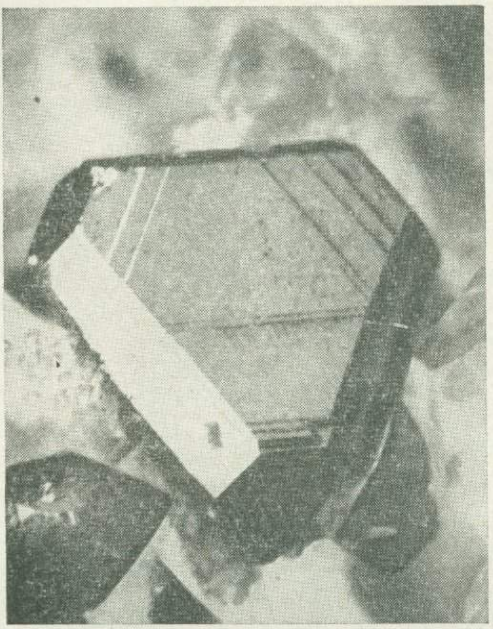
Физические свойства. В отличие от алмаза сфалерит имеет совершенную спайность по {110}, обусловленную содержанием ионов двух различных типов. Тв. 3,5—4. Уд. в. 3,9—4,1, уменьшается с увеличением содержания Fe. Цвет коричневый до черного (для богатого Fe марматита), желтый, красный, зеленый до почти белого (особенно для *брункита*, землистого ZnS, который считается коллоидной разновидностью). Обладает пироэлектрическими свойствами, иногда люминесцирует. В полированных шлифах серый (отражательная способность 18%). Блеск алмазный до смолистого. В тонких шлифах изотропен, n 2,36—2,47, увеличивается с повышением содержания железа. Кривые ДТА показаны на фиг. 121.

Нахождение. Сфалерит представляет собой типичный гидротермальный продукт, хотя существуют также магматические и пегматито-пневматолитовые месторождения. В высокотемпературных гидротермальных месторождениях сфалерит обычно обогащен Fe, Cu, In, Se и Sn. В низкотемпературных месторождениях он содержит Cd, Ga, Ge, Ni, Hg и Tl. Установлено также, что сфалерит в карбонатных породах бывает обогащен Ge, а в силикатных вмещающих породах — In. Совместно с галенитом сфалерит характерен для

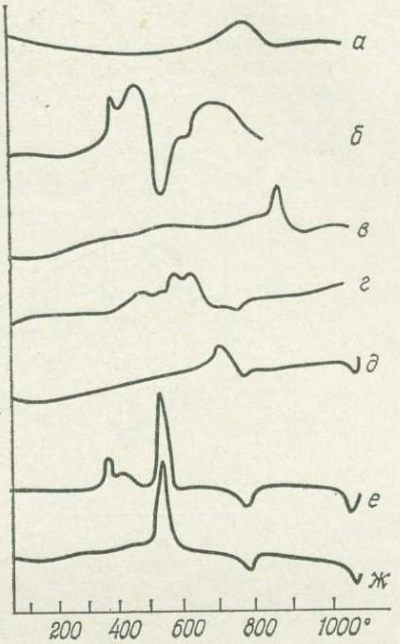


Фиг. 119. Структура и формы сфалерита.

мезотермальных месторождений. В экзогенных условиях изредка образуется клейофан или брункит (робертсонит Чухрова). В этих условиях он легко



Ф и г. 120. Кристалл сфалерита из Родопских гор, Болгария.



Ф и г. 121. Кривые ДТА сфалерита (*а*), алабандина (*б*), галенита (*в*), халькопирита (*г*), борнита (*д*), ковеллина (*е*) и халькозина (*ж*).

растворяется и переносится в виде сульфата цинка. Разновидности, содержащие мышьяк, называются вольтцитом и гумучионитом. Месторождения сфалерита тесно связаны с галенитовыми.

Вюртцит ZnS. Назван в честь французского химика Вюртца. Химически аналогичен сфалериту, но содержит больше кадмия.

Кристаллографическая характеристика. Дигексагонально-дипирамидальный в. с. $P6_3mc$, но известны следующие политипы:

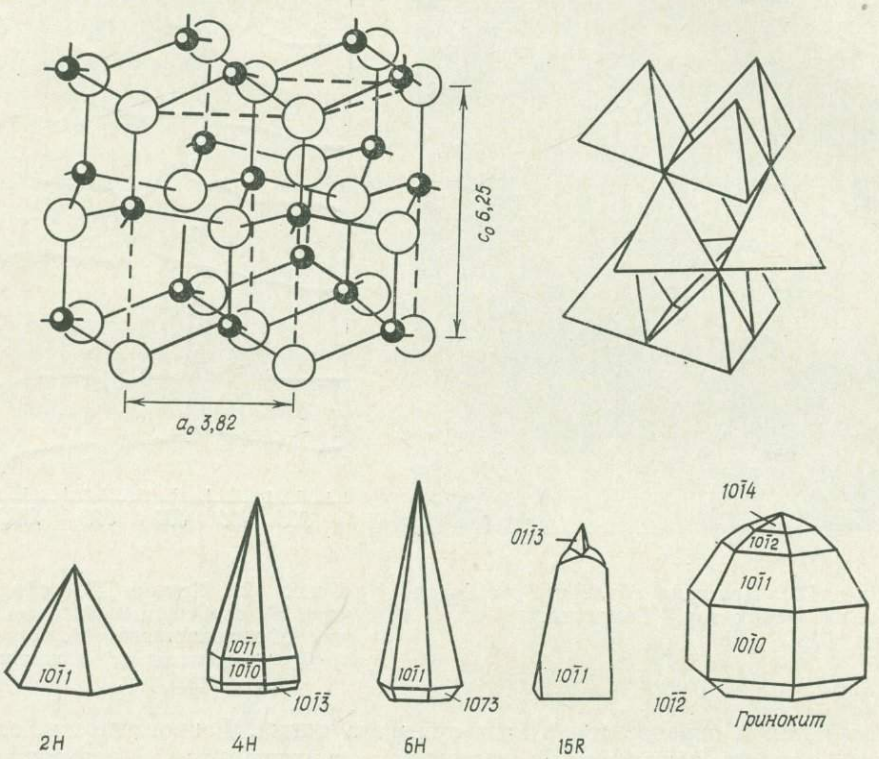
	2H Вюртцит	4H	6H Флейшерит	8H	10H	3R Мартраит	15R Бёргерит
Пространственная группа	$P6_3mc$	$P6_3mc$	$P6_3mc$	$P6_3mc$	$P6_3mc$	$R3m$	$R3m$
a_0	3,819	3,814	3,821	3,82	3,824	3,8	3,83
c_0	6,246	12,46	18,73	24,96	31,20	9,42	46,88
Z	2	4	6	8	10	3	15

Кроме названных, известны политипы 9 R, 12 R и 21 R, $a_0 = 3{,}82$ Å; $c_0 = 28{,}08$, 37,44 и 65,52 Å; $Z = 9{,}12$ и 21 соответственно. Эти политипные структуры, вероятно, появляются в случаях спирального роста под влиянием винтовых дислокаций.

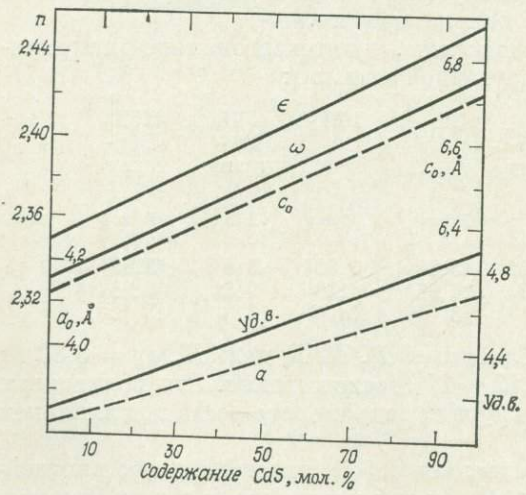
Структура вюртцита (2H) представляет собой гексагональную плотнейшую упаковку атомов серы, в которой половина тетраэдров занята атомами цинка (фиг. 122). Изредка вюртцит встречается в виде кристаллов с горизонтальной штриховкой (фиг. 122). Главные формы: c $\{000\bar{1}\}$, m $\{10\bar{1}0\}$, r $\{10\bar{1}1\}$,

d {10$\bar{1}$3}. Обычно существует в виде столбчатых или волокнистых агрегатов, часто инвертирован в сфалерит. Главные линии на рентгенограммах:

Вюртцит 2H 3,283(4) — 3,107(10) — 1,902(10) — 1,625(9) — 1,106(8) — 1,044(8)
Вюртцит 4H 3,29(10) — 3,11(7) — 2,91(10) — 2,27(7) — 1,90(9) — 1,76(10)
Гринокит 3,59(8) — 3,167(10) — 2,071(8) — 1,900(8) — 1,764(8) — 1,258(7)
Кадмоселит 3,67(7) — 3,24(5) — 2,13(10) — 1,96(7) — 1,816(8) — 1,443(6)



Ф и г. 122. Структура и форма кристаллов вюртцита и гринокита разных модификаций.



Ф и г. 123. Кривые удельного веса, показателей преломления и размеров элементарной ячейки в системе ZnS — CdS (по Хёрлбэту).

Физические свойства. Все политипы вюртцита обладают одинаковыми физическими свойствами. Ясная спайность по {10$\bar{1}$0}. Тв. 3,5—4. Удельный

вес и показатели преломления изменяются в зависимости от содержания CdS и соответствующих параметров элементарной ячейки, как показано на фиг. 123. Цвет обычно коричневый до коричнево-черного со смолистым блеском. Одноосный, положительный. Гринокит желтый, оранжевый или красный. Вюртцит, богатый кадмием, отличается интенсивной желтовато-оранжевой люминесценцией.

Нахождение. Вюртцит представляет собой неустойчивую модификацию ZnS, образующуюся из кислых растворов. Этим он отличается от сфалерита, который кристаллизуется из слабощелочных, нейтральных и слабокислых растворов. Широко известны месторождения кристаллов вюртцита Оруро, Боливия; Кастровиррейна, Перу; Бьютт, Монтана, США.

2. Группа гауерита — алабандина

Группа включает следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.
Гауерит	MnS_2	$Pa3$	3,46
Алабандин	MnS	$Fm3m$	4,00
β-алабандин	MnS	$C6mc$	3,26
Нинингерит	(Mg, Fe, Mn)S	$Fm3m$	?
Ольдгамит	CaS	$Fm3m$	2,58
Патронит	$V(S_2)_2$	$I2/c$	?

Эритроцинкит $ZnMnS_2$ аналогичен вюртциту. Гауерит относится к структурному типу пирита, его кристаллы почти всегда октаэдрические. Алабандин и ольдгамит характеризуются структурой типа NaCl. Первый известен в виде кубических кристаллов, а второй только в виде мелких сферолитов метеоритного происхождения. β-алабандин по структуре и морфологическим свойствам аналогичен вюртциту. Патронит обнаружен в виде графитоподобных масс, ассоциированных с бравоитом, самородной серой, битуминозным веществом, кварцем и другими минералами в рудниках Рагра в Перу. Цвет всех минералов черный или коричневато-черный (ольдгамит — светло-коричневый). Тв. 3,5—4 (патронит 2), блеск полуметаллический, показатель преломления высокий (2,1—2,7). Все минералы обладают совершенной спайностью по кубу, за исключением патронита. Главные линии на рентгенограммах:

Гауерит 3,035(10) — 2,715(7) — 2,49(7) — 2,15(7) — 1,832(7) — 1,625(7)
Алабандин 2,603(10) — 1,843(10) — 1,504(5) — 1,302(4) — 1,165(7) — 1,063(7)
β-алабандин 3,46(4) — 3,051(4) — 1,996(10) — 1,823(10) — 1,346(10)
Ольдгамит 2,84(10) — 2,00(10) — 1,63(8) — 1,419(5) — 1,268(9) — 1,158(8)

Гауерит обнаружен в гипсоносных отложениях в ассоциации с серой, гипсом и кальцитом. В Раддузе, Сицилия, находится знаменитое месторождение, где встречаются октаэдрические кристаллы величиной до 5 *см*. Алабандин представляет собой характерный минерал эпитермальных месторождений золота, где он ассоциирован с родохрозитом, родонитом, сфалеритом, галенитом, пиритом и другими сульфидными минералами. Всемирно известно месторождение в Алабанде, Малая Азия. Кривые ДТА этого минерала показаны на фиг. 121.

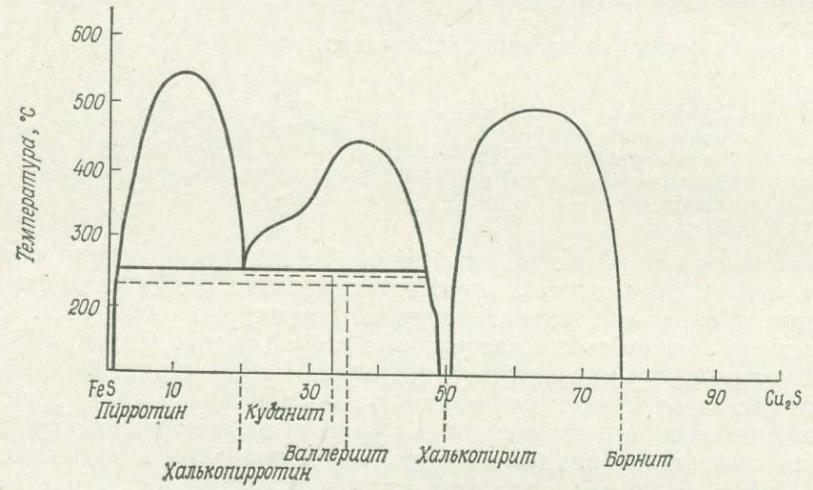
3. Группа халькопирита

Группа включает следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.
Халькопирит	$CuFeS_2$	$I\bar{4}2d$	4,28
Талнахит	$CuFeS_2$	куб.	?
Эскеборнит	$CuFeSe_2$	куб.	?
Галлит	$CuGaS_2$	$I\bar{4}2d$	4,40
Рокезит	$CuInS_2$	тетр.	

Станнин	Cu_2FeSnS_4	$I\bar{4}2m$	4,44
Бриартит	$Cu_2(Fe, Zn)GeS_4$	$I\bar{4}2m$	
Кёстерит	Cu_2ZnSnS_4	$I\bar{4}2m$	
Кубанит	$CuFe_2S_3$	$Pcmn$	4,08
Валлериит	$CuFeS_2 \cdot Mg(OH)_2$	$Pmma$	4,2
Борнит	Cu_5FeS_4	$Fd3m$	5,07
Идаит	Cu_5FeS_6	$C6/mmm$	4,21
Бетехтинит	$Pb_2(Cu, Fe)_{21}S_{15}$	$Immm$	6,14

Талнахит представляет собой кубический халькопирит. Обнаружен в Норильске как высокотемпературная модификация. Неупорядоченная форма со структурой типа сфалерита. $a_0 = 5{,}28$ Å. Отличается недостаточностью серы в формуле $CuFeS_{1,8}$. Обладает магнитными свойствами. Встречается совместно с кубанитом, пентландитом, валлериитом и магнетитом.



Ф и г. 124. Фазовые взаимоотношения минералов в системе Fe — Cu — S (по Борхерту).

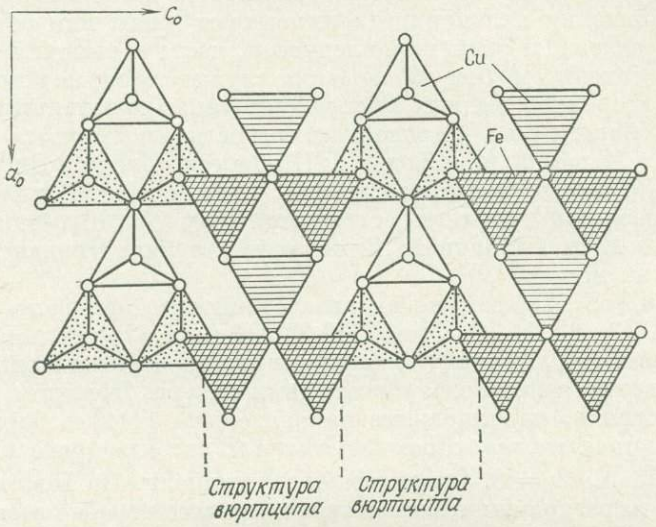
Валлериит сложен чередующимися слоями сульфида меди — железа (тетраэдрический слой) и гидроокислами магния — алюминия (октаэдрический слой). В гидроокисную прослойку входит железо, замещающее алюминий. Приближенная формула $CuFeS_2 \cdot 1{,}5\ [Mg_{0,75}\ Al_{0,25}\ (OH)_2]$ и $CuFe_2S \cdot 1{,}7[Mg_{0,65}\ Fe_{0,35}\ (OH)_2]$.

Халькопирротин $CuFe_4S_5$ получается при нагревании смесей халькопирита и пирротина, кубанита и пирротина или одного кубанита при температуре выше 240°. Он кристаллизуется в кубической сингонии. При повышенных температурах халькопирит может поглощать значительные количества FeS и переходить в кубическую модификацию, которая при понижении температуры распадается с образованием кубанита и валлериита (фиг. 124). Станнин и сфалерит также могут смешиваться с халькопиритом при высоких температурах вследствие подобия их структур. При низких температурах происходит их распад (фиг. 118). *Сакураиит* $(Cu, Zn, Fe, Ag)_3(In, Sn)S_4$ рассматривается как индиевый аналог кёстерита.

Кубанит и валлериит — типичные высокотемпературные минералы. Они встречаются в парагенезисе с халькопиритом в магматических, метасоматических и высокотемпературных гидротермальных месторождениях. Структура кубанита состоит из слоев вюртцитового мотива (фиг. 125), что при высоких температурах способствует образованию твердых растворов с халькопиритом. Кубанит встречается в виде призматических или толстых таблитчатых кристаллов или же массивных агрегатов. Валлериит наблюдается в виде пластинчатых кристаллов или чешуек с совершенной спайностью по {001}. Все члены

группы имеют медно-желтый цвет. Исключение составляет розоватый до бронзово-коричневого борнит. Тв. 3—4 (валлериит 1—1,5).

Бетехтинит встречается в виде игольчатых кристаллов черного цвета. Его габитус обусловлен наличием призм, расположенных вдоль оси *c*. Атомы



Ф и г. 125. Структура кубанита (по Бергеру).

свинца находятся в призматической координации. Атомы меди и железа — в тетраэдрической координации аналогично структуре кубанита. Главные линии на рентгенограммах: 3, 11(4) — 3,047(8) — 2,90(7) — 1,815 (9) — 1,743(7) — 1,309(4) (бетехтинит); 11,56(10) — 5,739(10) — 3,811(8) — 3,270(10) — 1,900(10) — 1,889(10) — 1,871(10) (валлериит).

Халькопирит $CuFeS_2$. Название отражает наличие меди в его составе («медный пирит»). Теоретический состав: 34,64% Cu, 30,42% Fe, 34,94 S; рассеянные элементы: Se, In, Tl, Ag, Au и др.

Кристаллографическая характеристика: тетрагонально-скаленоэдрический в. с. $I\bar{4}2d$, $a_0 = 5{,}24$ Å, $c_0 = 10{,}32$ Å, $Z = 4$. Структура может быть выведена из элементарной ячейки сфалерита, удвоенной по направлению оси *c*, в которой атомы цинка попеременно замещаются атомами меди и железа (фиг. 126). Кристаллы обычно имеют тетраэдрический габитус, обусловленный скаленоэдрическими формами *p* {112} и —*p* {112}. Остальные распространенные формы: *a* {100}, *c* {001}, *m* {110}, *z* {011}, *e* {012}, *g* {013}, *d* {118}, *r* {332}, *y* {136}, ω {756}. (001) ∧ (112) = 54°20′, (001) ∧ (012) = 44°34′. Грани скаленоэдра {112} почти всегда матовые и покрыты штриховкой параллельно {1$\bar{1}$0}. Отрицательный скаленоэдр {1$\bar{1}$2} обычно плохо развит и имеет блестящую поверхность (фиг. 126). Двойники по {112}, {012} и {110}. Часто встречаются плотные массы. Главные линии на рентгенограммах:

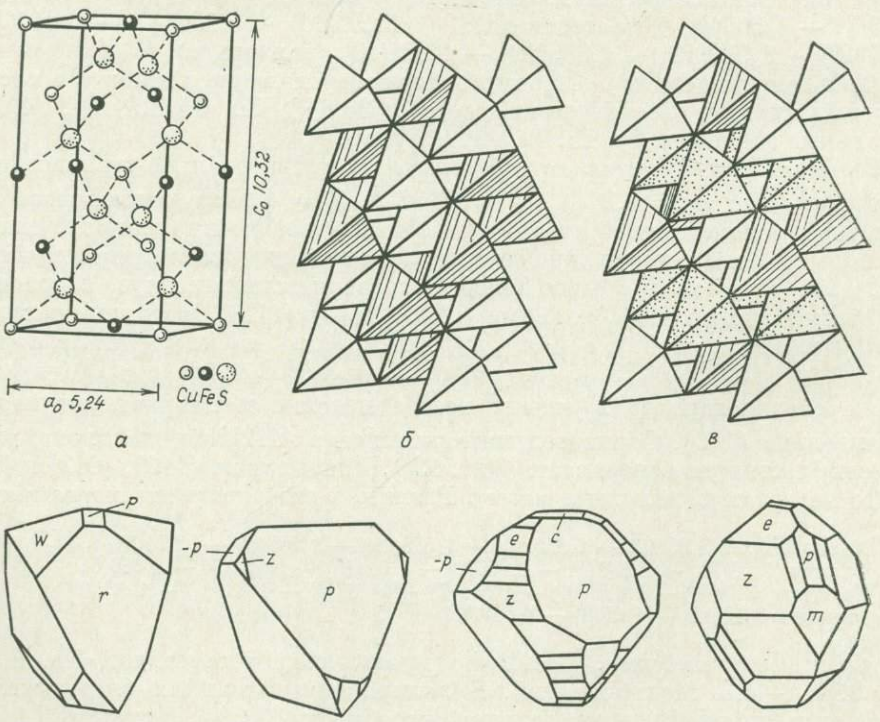
Халькопирит 3,03(10) — 1,855(10) — 1,586(10) — 1,205(8) — 1,074(8)
Галлит 3,06(10) — 1,898(4) — 1,876(6) — 1,611(6) — 1,124(5) — 1,088(6)
Станнин 3,06(8) — 1,888(10) — 1,618(7) — 1,607(6) — 1,234(6) — 1,103(8)
Рокезит 3,19(10) — 1,95(8) — 1,66(6)

Физические свойства. Спайность практически отсутствует. Тв. 3,5—4. Уд. в. 4,1—4,3. Медно-желтый. В полированных шлифах бледно-желтый, слабо анизотропный (отражательная способность 43,2%). Кривые ДТА показаны на фиг. 121.

Нахождение. После пирита халькопирит является одним из самых распространенных сульфидов и самым распространенным минералом меди. Он образуется в магматических месторождениях в ассоциации с пирротином и пентландитом. В небольших количествах содержится в пегматитах. Наиболее важные промышленные месторождения образуются в гидротермальных условиях. Скопления халькопирита выполняют жилы или образуют метасоматические залежи и зоны вкрапленности, часто в тесной ассоциации со сфалеритом и галенитом. Эти образования служат главным источником многочисленных вторичных медных минералов в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения. Мировой известностью пользуются месторождения Рио-Тинто, Испания; Мансфельд, ГДР; Фалун, Швеция; Бисби, Аризона, США; Дактаун, Теннесси, США; Садбери, Канада и др. Галлит (совместно с другими минералами германия) встречается в Цумебе, Юго-Западная Африка. Станнин найден в Боливии; Корнуэлле, Англия; Циновце, Чехословакия, и в других местах.

Борнит Cu_5FeS_4. Назван по имени австрийского минералога Игнациуса фон Борна (1742—1791). Содержит 63,33% Cu, 11,12% Fe, 25,55% S. При температуре выше 475° борнит и халькопирит образуют твердые растворы, которые распадаются при более низкой температуре. При этом халькопирит образует пластинки, параллельные направлениям {111} в борните.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. *Fd* $3m$, $a_0 = 10{,}93$ Å, $Z = 8$. Структура типа шпинели. По Н. В. Белову она представлена тетраэдрами железа, расположенными подобно атомам углерода в структуре алмаза. Атомы меди занимают середины ребер тетраэдров, центры которых остаются свободными (фиг. 127). В структуре имеется 48 возможных положений для атомов меди (Cu^+). Из них статистически занято 40. Часть атомов меди окислена до Cu^{2+} для компенсации зарядов. Борнит изредка встречается в виде кубических кристаллов, иногда усеченных гранями



Ф и г. 126. Структура халькопирита (*а*, *б*), станнина (*в*) и формы халькопирита.

октаэдра. Их считают тройниками низкотемпературной тетрагональной модификации, $P\bar{4}2_1c$, $a_0 = 10{,}95$ Å и $c_0 = 21{,}94$ Å. Наиболее распространены массивные агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 3,30(8) — 3,165(8) — 2,737(8) — 1,924(10) — 1,369(8) — 1,117(8).

Физические свойства. Подобно халькопириту, не имеет видимой спайности. Излом от полураковистого до неровного. Тв. 3. Уд. в. 5,06—5,08. Цвет медно-красный до коричневато-красного, с низкой отражательной способностью (22,8%). Быстро тускнеет и становится пурпурным. Кривые ДТА показаны на фиг. 121.

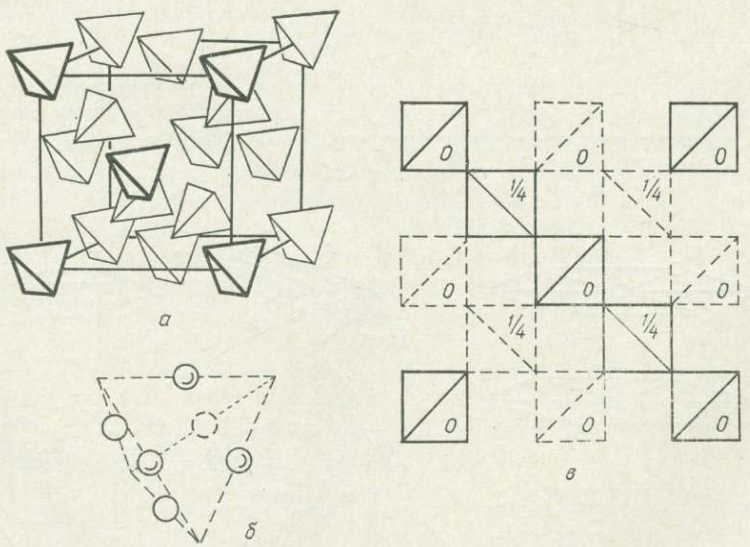
Нахождение. Борнит развит преимущественно в гидротермальных месторождениях. Он образуется также при выветривании первичных сульфидов меди. Широко известны месторождения Бьютт, Монтана, США; Казахстан, СССР; Морокоча, Перу; Браден, Чили; Актон, Квебек, Канада; Прегратен, Тироль, Австрия.

4. Группа халькозина — ковеллина

В группу входят сульфиды, селениды и теллуриды меди типов A_2X, A_3X_2 и AX.

		Симметрия	Уд. в.
Халькозин	Cu_2S	$Abm2$	5,77
Дигенит	$Cu_{2-x}S$	куб.	5,63
Берцелианит	$Cu_{2-x}Se$	$Fd3m$	6,71
Крукесит	$(Cu, Tl, Ag)_2Se$	$I4/mmm$	6,90
Вейссит	Cu_2Fe	$P6/mmm$	6,00
Умангит	Cu_3Se_2	$P22_12_1$	5,62
Риккардит	$Cu_{4-x}Te_2$	$P4/nmm$	7,54
Ковеллин	CuS	$P6_3/mmc$	4,67
Клокманнит	$CuSe$	$P6_3/mmc$	6,12
Вулканит	$CuTe$	$Pmnm$ (?)	?
Бомболлалит	$CuTe_{1-x}Se_2$	$P4_2/n$	5,64

Известны три полиморфные модификации дигенита: а) высокотемпературная (выше 73° С) состава $Cu_{7,2-x}S_4$, кубическая ($Fm3m$), $a_0 = 5{,}57$ Å; б) низкотемпературная, также кубическая ($Fd3m$), $a_0 = 27{,}85$ Å, устойчивая



Ф и г. 127. Структура борнита.

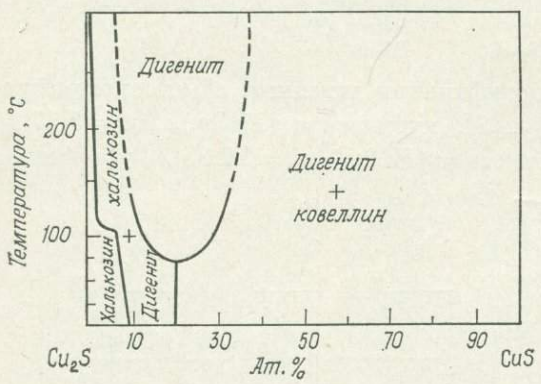
а — тетраэдр железа; *б* — двойная координация атомов меди, расположенных вдоль граней незаполненных тетраэдров; *в* — расположение атомов железа и незаполненных тетраэдров меди (по Н. В. Белову).

до 73° С; в) метастабильная форма — промежуточная между двумя полиморфами. У этой последней кубическая симметрия обусловливается двойникованием тонких доменов с ромбоэдрической симметрией. Крукесит — псевдотетрагональный (моноклинный). Широко распространены только халькозин и ковеллин. Другие минералы этой группы аналогичны им как по кристаллохимии, так и по физическим свойствам. *Джурлеит* $Cu_{1,55}S$ считается промежуточным членом между дигенитом $Cu_{1,8}S$ и халькозином Cu_2S.

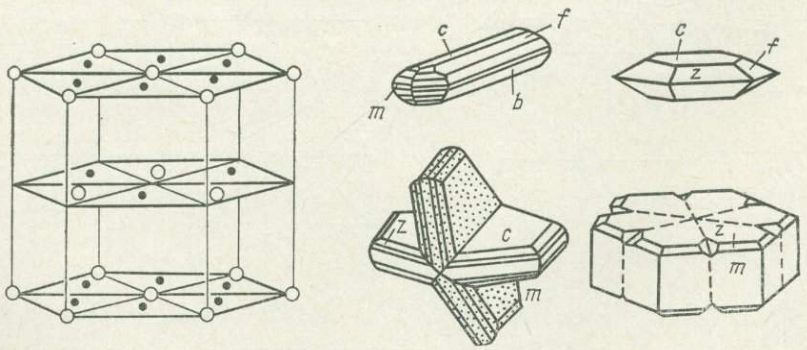
Халькозин Cu_2S. Название отражает содержание в нем меди. Теоретический состав 79,86% Cu и 20,14% S, иногда содержит небольшие количества Ag и Fe. Взаимоотношения между халькозином и другими сульфидами меди показаны на фиг. 128.

Кристаллографическая характеристика. Ромбический, псевдогексагональный (Abm 2), $a_0 = 11{,}92$ Å, $b_0 = 27{,}33$ Å, $c_0 = 13{,}44$ Å, Z = 96. Гексагональная модификация ($P6_3/mmc$), $a_0 = 3{,}90$ Å, $c_0 = 6{,}69$ Å, Z = 2 (фиг. 129) устойчива выше 103°. При некотором избытке серы существует также кубическая модификация со структурой типа аргентита и составом, соответствующим дигениту. Известны короткопризматические кристаллы халькозина, а также толстотаблитчатые {001} (фиг. 129 и 130). Главные формы: *c* {001}, *b* {010}, *m* {110}, *e* {023}, *p* {111}, *v* {112}, *z* {113}, *d* {021} и *f* {012}. (001) ∧ (012) = = 25°52′, (001) ∧ (021) = 62°44′, (001) ∧ (023) = 32°53′. Очень часты двойники по {110}, {032} и {112} псевдогексагональные или крестообразные. Обычно халькозин массивный. Главные линии на рентгенограммах минералов типа A_2X и A_3X_3:

Халькозин 3,14(8) — 2,51(6) — 2,38(8) — 1,963(10) — 1,868(10) — 1,643(8)
Дигенит 3,21(3) — 2,78(4) — 1,966(10) — 1,677(2) — 1,135(2)
Берцелианит 3,32(9) — 2,02(10) — 1,726(8) — 1,431(4) — 1,314(3) — 1,169(5)



Ф и г. 128. Фазовые соотношения в системе Cu_2S — CuS (по Бергеру).



Ф и г. 129. Структура высокотемпературного халькозина и формы кристаллов халькозина.
Точками обозначены атомы меди, кружками — атомы серы.

Крукесит 3,29(10) — 3,00(8) — 2,59(10) — 2,32(4) — 2,11(6) — 1,833(5)
Вейссит 3,61(10) — 3,24(5) — 2,084(9) — 1,994(10) — 1,806(6) — 1,441(7)
Умангит 3,57(10) — 3,20(5) — 3,10(5) — 2,26(5) — 1,819(9) — 1,776(8)
Риккардит 3,35(6) — 2,81(2) — 2,54(4) — 1,07(10) — 1,984(4) — 1,156(3)
Вулканит 6,94(4) — 3,52(6) — 2,86(7) — 2,65(3) — 2,32(3) — 2,03(10)

Физические свойства. Неясная спайность по {110}. Тв. 2,5—3. Уд. в. 5,5—5,8. Цвет темный свинцово-серый, с низкой отражательной способностью (23,5%); в полированных шлифах голубовато-белый, слабо анизотропный. Кривые ДТА показаны на фиг. 121.

Нахождение. Халькозин обычно образуется в супергенных условиях в зоне цементации других сульфидов. В них он ассоциирован с ковеллином и другими вторичными минералами меди. Широко известны месторождения в Рио-Тинто, Испания; Бьютт и Бисби, США; Туринские рудники на Урале, Коунрад в Казахстане и др. Селениды обнаружены в таких знаменитых месторождениях минералов селена, как Тилькероде, Лербах и Клаусталь, Гарц, ГДР; Болиден и Скрикерум, Швеция; Редианг-Леблонг, Суматра; Серроде-Качеута и Сьерра-де-Уманго, Аргентина; Уайхи, Новая Зеландия. Минералы теллура известны в Трансильвании; в Калгурли, Западная Австралия; в горах Алтая, СССР; в Онтарио, Колорадо, Калифорнии и других штатах США.

Ковеллин CuS. Назван в честь И. Ковелли (1790—1829), обнаружившего этот минерал на Везувии. Содержит 66,48% Cu, 33,52% S. Природные ковеллины содержат также небольшое количество железа.

Кристаллографическая характеристика. Дигексагонально-дипирамидальный в. с. $P6_3/mmc$, $a_0 = 3{,}796$ Å, $c_0 = 16{,}36$ Å, $Z = 6$. Структура типично слоистого типа. Cu^+ находятся в центрах тетраэдров, а Cu^{2+} в центрах равносторонних треугольников с вершинами, занятыми S^{2-}. Сдвоенные атомы (гантели) S_2^{2-} того же типа, что и в структурах пирита и марказита, расположены в вершинах оснований тетраэдров и параллельны {0001}. Оси сдвоенных атомов серы S — S вертикальны (фиг. 131). Изредка встречающиеся пластинчатые кристаллы {0001} этого минерала соответствуют его структуре. Наиболее распространены листоватые или массивные агрегаты. Главные линии на рентгенограммах:

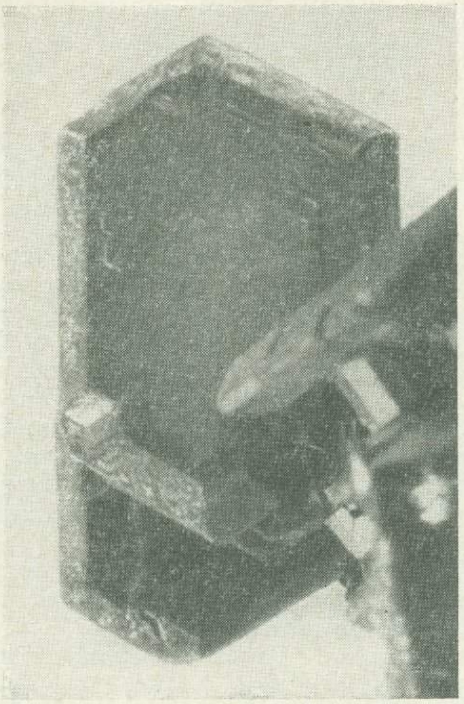
Ковеллин 3,04(8) — 2,81(10) — 2,72(8) — 1,89(10) — 1,73(7) — 1,555(8)
Клокманнит 3,34(6) — 3,17(9) — 2,87(10) — 1,963(8) — 1,815(6) — 1,619(5)

Физические свойства. Спайность совершенная по {0001}, как это следует из слоистой структуры. Тв. 1,5—2. Уд. в. 4,6—4,7. Цвет индигово-синий с сильным смоляным блеском. В тонких пластинках зеленый с сильным плеохроизмом $No > Ne$, $n_e = 1{,}452$, изменяясь от 1,00 для красного света до 1,97 для синего света. В полированных шлифах обладает заметным двуотражением (по *No* — темно-синий, по *Ne* — синевато-белый) и анизотропией. Плеохроизм связан с максимальным поглощением света вдоль слоев структур. Оптически положительный в соответствии со слоистой структурой. Кривые ДТА показаны на фиг. 121.

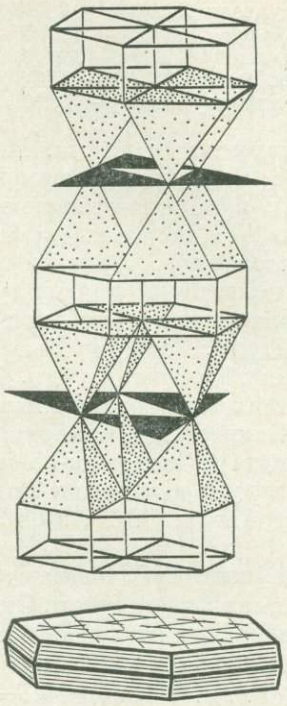
Нахождение. Встречается в ассоциации с халькозином в зоне вторичного сульфидного обогащения. Реакция образования протекает следующим образом:

$$CuFeS_2 + 5CuSO_4 \longrightarrow 2Cu_2S + 2CuS + FeSO_4,$$
$$CuFeS_2 + CuSO_4 \longrightarrow CuS + FeSO_4.$$

Так же как и халькозин, ковеллин легко окисляется с образованием различных окислов меди, карбонатов и других вторичных минералов. Найден также в продуктах деятельности фумарол. Широко известны месторождения Бор, Югославия; Бьютт, США; рудник Калабона, Сардиния; Сьерра-де-Фаматина, Аргентина; остров Лузон, Филиппины.



Фиг. 130. Кристаллы халькозина.



Фиг. 131. Структура и форма кристалла ковеллина.

5. Группа галенита

В группу входят *галенит* PbS, *клаусталит* PbSe и *алтаит* PbTe. Они изоструктурны, относятся к кубической сингонии и обнаруживают закономерное изменение основных свойств

	a_0, Å	Уд. в.	Тв.	R, %
Галенит	5,93	7,57	2,5	42,4
Клаусталит	6,16	8,08	2,7	50,4
Алтаит	6,44	8,27	3,0	63,2

Галенит представляет собой самый распространенный минерал свинца. Два других минерала сравнительно редки. Они встречаются в упомянутых выше месторождениях (см. «Халькозин») вместе с другими минералами селена или теллура.

Галенит PbS. Название происходит от латинского слова, обозначающего свинцовую руду. Содержит 86,60% Pb, 13,40% S, обычно с примесями Ag, Bi, Sb, As, Se, Te, Fe, Zn и др. Первые два элемента при температурах выше 350° входят в состав PbS в виде твердого раствора матильдита $AgBiS_2$ с аналогичной структурой. При температуре ниже 210° матильдит переходит в ромбическую модификацию и не дает смесимости с галенитом.

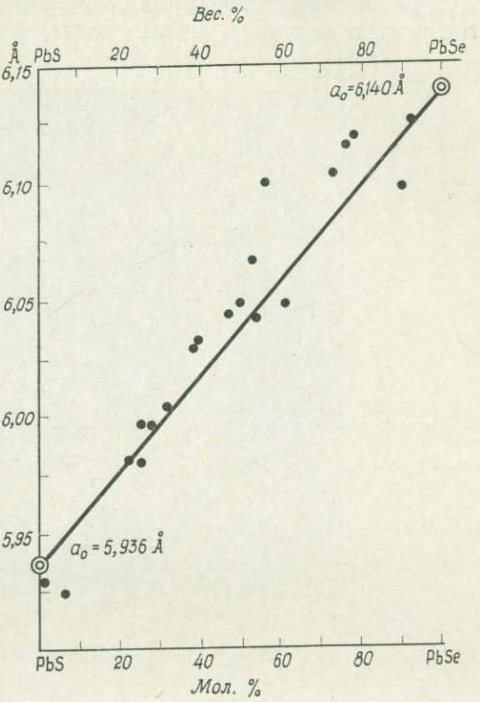
Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fm3m$, $a_0 = 5{,}936$ Å (изменяется в зависимости от содержания селена (фиг. 132), $Z = 4$. Структура типа NaCl (фиг. 133). Она определяет кубический, кубооктаэдрический и октаэдрический габитус кристаллов галенита. Октаэдрический габитус объясняется избирательной адсорбцией атомов серебра на гранях октаэдров (в виде аргентита Ag_2S), что замедляет их рост. Очевидно, аналогичную роль играет висмут, включения которого приводят к возникно-

вению отдельности по {111}. Двойники обычны по {111} и редки по {114} и {144}, что связано с явлениями деформации. Направления скольжения параллельны {001}, [001] и [110]. Встречается также в виде скелетных кристаллов, крупно- и мелкозернистых агрегатов, иногда столбчатых или волокнистых вследствие деформации. Главные линии на рентгенограммах:

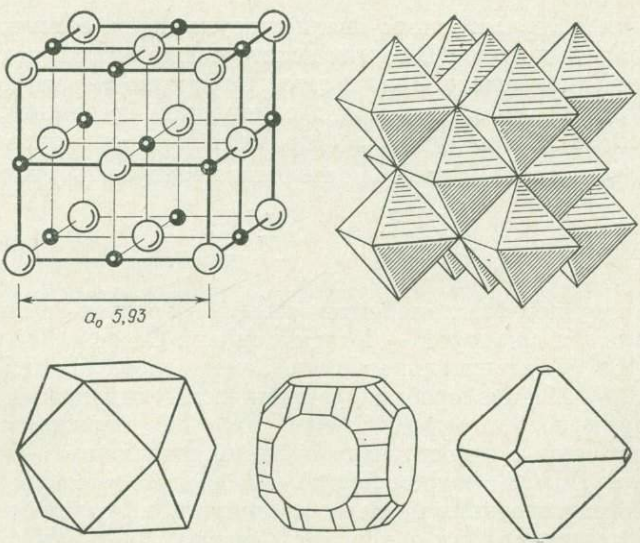
Галенит 3,44(9) — 2,965(10) — 2,093(10) — 1,780(9) — 1,707(8) — 1,324(10)
Клаусталит 3,05(10) — 2,16(9) — 1,84(5) — 1,764(5) — 1,366(5) — 1,247(4)
Алтаит 3,22(10) — 2,28(8) — 1,854(3) — 1,439(5) — 1,311(4) — 1,070(2)

Физические свойства. В соответствии со структурой имеет совершенную спайность по {100}. Тв. 2,5—2,7. Уд. в. 7,58. Т. пл. 1115°. Цвет свинцово-серый с сильным металлическим блеском, в полированных шлифах чисто белый, изотропный. Кривые ДТА показаны на фиг. 121.

Нахождение. Наряду с пиритом, халькопиритом и сфалеритом галенит представляет собой один из самых распространенных сульфидных минералов, образующихся в гидротермальных условиях. Значительные количества галенита имеются в метасоматически измененных известковых породах. Галенит может формироваться при образовании осадочных пород. Всемирно известны месторождения в долине Миссисипи, США; Брокен-Хилл, Новый Южный Уэльс;



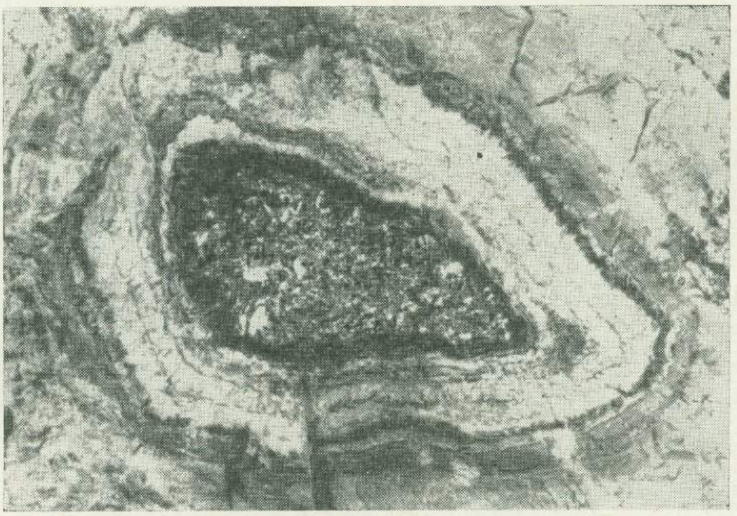
Ф и г. 132. Зависимость величины элементарной ячейки от содержания PbSe и PbS в молекулярных и весовых процентах для ряда галенит — клаусталит (по Колеману).



Ф и г. 133. Структура и кристаллические формы галенита.

Санта-Эулалия, Мексика; Сулливан, Канада; Олстон-Мур, Камберленд; Мадан, Родопы, Болгария; Пршибрам, Чехословакия и др.

В экзогенных условиях галенит переходит в $PbSO_4$, $PbCO_3$ и другие минералы (окислы, галогениды, фосфаты, арсенаты, ванадаты, силикаты



Фиг. 134. Галенит, частично замещенный церусситом.

и др.). Так как эти соединения плохо растворимы, они обычно образуют корку вокруг выделений галенита, предохраняющую их от дальнейшего разложения (фиг. 134). В особых условиях галенит может также возникать в процессе выветривания первичных свинцовых руд.

д. Ag-Au-Hg-ассоциация

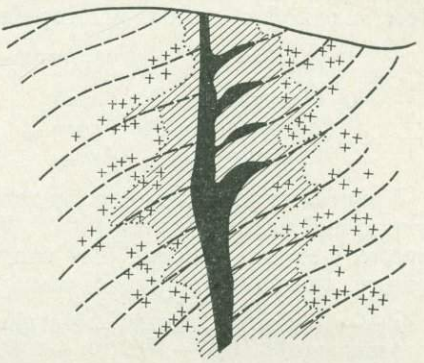
Геохимия

Ассоциация включает около двадцати сульфидов, селенидов и теллуридов серебра, золота и ртути. В состав некоторых из них входят как основные составляющие медь и железо. Золото отличается ярко выраженным сродством к теллуру. Обычно оно встречается в самородном состоянии, поэтому рассмотрено более детально в группе золота. Серебро имеет отчетливое сродство к S, Se и Te, а также к Cl, Br и I. Их анионные радиусы (Å) почти одинаковы:

S^{2-} 1,81	Cl^- 1,81
Se^{2-} 1,95	Br^- 1,96
Te^{2-} 2,11	I^- 1,19

С первой группой этих элементов серебро образует соединения в гипогенных условиях, а со второй — в супергенных. Содержание серебра в земной коре ($1 \cdot 10^{-5}$ %) значительно больше, чем золота ($1 \cdot 10^{-7}$ %) и меньше, чем меди (0,01 %). Медь и серебро в геохимическом отношении подобны. Возможность изоморфного замещения между ними подтверждается существованием сульфидов меди с относительно высоким содержанием серебра и наличием минерала CuAgS (штромейерит). Наиболее высокие концентрации серебра создаются в среднетемпературных гидротермальных месторождениях, причем наблюдается прямая зависимость между содержанием сульфосолей и концентрацией серебра.

Распределение ртути в земной коре определяется ее высокой летучестью. Ионный радиус ртути Hg^{2-} равен 1,12 Å; он близок к таковому Cd^{2+} (1,03 Å), Ag^{+} (1,13 Å) и Cu^{+} (0,96 Å). Так же как золото, ртуть мигрирует преимущественно в виде свободного металла или растворимого хлорида. Ртуть является одновременно халькофильной и атмофильной, ее наибольшая концентрация в земной коре происходит в низкотемпературных гидротермальных условиях. Из минералов ртути наиболее распространены киноварь HgS и ее полиморфная модификация метациннабарит, тиманнит HgSe и колорадоит HgTe. Редко встречающийся минерал группы сульфосолей ливингстонит $HgSb_4S_7$ образуется при относительно высоких температурах. При низких



Фиг. 135. Зональность антимонита — киновари — реальгара в месторождениях Средней Азии (по В. И. Смирнову).

Черный участок — антимонит; заштрихованный — киноварь; отмеченный крестиками — реальгар.

температурах он разлагается на простые сульфиды: $HgSb_4S_7 \rightarrow HgS + 2Sb_2S_3$. Низкотемпературное отложение сульфидов ртути подтверждается не только их низкотемпературным парагенезисом (включающим опал, халцедон, карбонаты, гипс и др.), но также их современным образованием из горячих источников. Примером служат месторождения в Калифорнии и Новой Зеландии. Согласно Беккеру (Becker, 1888), ртуть переносится и осаждается в виде двойной соли $HgS \cdot nNa_2S$. Образование сульфида ртути или самородной ртути происходит при окислении двойной соли, разбавлении или охлаждении ее растворов. С другой стороны, Браун (Brown, 1950) связывает позднюю кристаллизацию ртути с ее летучестью. Киноварь, которая возгоняется при 580°, выделяется лишь на поздних стадиях совместно с рядом гидротермальных сульфидов сурьмы и мышьяка (фиг. 135).

Накопление ртути в супергенных условиях ограничено. Основной минерал ртути, киноварь, отличается устойчивостью и может механически накапливаться в аллювиальных отложениях. При ее восстановлении образуется самородная ртуть; при ее выветривании под действием растворов хлоридов образуются различные окислы, хлориды и другие минералы.

Ассоциация включает три группы: аргентита, креннерита и киновари.

1. Группа аргентита

К этой группе относятся следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.
Аргентит	Ag_2S	$Im3m$	7,30
Акантит	Ag_2S	$P2_1/c$	7,25
Агвиларит	Ag_4SeS	?	7,59
Науманнит	Ag_2Se	?	7,87
Гессит	Ag_2Te	$P2_1/c$	8,41
Волынскит	$AgBiTe_2$	?	?
Петцит	Ag_3AuTe_2	$I4_132$	9,13
Стютзит	Ag_5Te_3	$P6/mmc$	7,61
Эмпрессит	$AgTe$	$Pmnm$	
Ялпаит	Ag_3CuS_2	?	6,76

Штромейерит	AgCuS	*Cmcm*	6,25
Эвкайрит	AgCuSe	*P4/nmm*	7,70
Штернбергит	$AgFe_2S_3$	*Cmma*	4,15
Аргентопирит	$AgFe_2S_3$	*Pmmn*	4,25
Окартит	Ag_2SnFeS_4	$I\bar{4}2m$	?

Для этой группы характерен диморфизм. Обычно полиморфные модификации представлены высокотемпературной кубической и низкотемпературными ромбической или моноклинной. Температура перехода лежит между 130° и 180°. Эвкайрит в действительности является псевдотетрагональным или ромбическим. Биметаллические сульфиды соответствуют таковым группы халькопирита. В частности, геохимическое подобие существует между кубанитом, с одной стороны, и штернбергитом и аргентопиритом, с другой.

	Симметрия	a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å
Штернбергит	*Cmma*	6,62	11,66	12,70
Аргентопирит	*Pmmn*	6,64	11,47	6,45
Кубанит	*Pcmn*	6,43	11,04	6,19

Кристаллы имеют также сходный габитус, бипирамидальный, псевдогексагональный, таблитчатый {001}. Штромейерит характеризуется некоторым дефицитом атомов серебра. Его структура близка к структуре штернбергита. Главные линии на рентгенограммах:

Акантит 3,40(7) — 3,07(8) — 2,81(8) — 2,58(10) — 2,44(10) — 2,37(9) — 2,08(8)
Агвиларит 3,11(3) — 2,82(10) — 2,44(9) — 2,22(5) — 2,09(6) — 1,99(8)
Науманнит 4,14(2) — 2,66(10) — 2,56(10) — 2,42(2) — 2,23(6) — 2,00(4)
Гессит 3,19(2) — 3,01(6) — 2,87(8) — 2,31(10) — 2,25(7) — 2,14(6)
Петцит 2,77(10) — 2,44(3) — 2,31(3) — 2,11(5) — 2,04(4) — 1,897(3)
Эмпрессит 3,03(2) — 2,54(5) — 2,16(10) — 2,12(2) — 1,542(1) — 1,347(2)
Штромейерит 3,46(7) — 3,33(8) — 3,07(6) — 2,61(10) — 2,07(8) — 1,99(7)
Эвкайрит 2,88(5) — 2,61(7) — 2,48(4) — 2,12(10) — 2,02(2) — 1,202(1)
Штернбергит 4,25(10) — 3,25(8) — 2,79(8) — 2,64(5) — 1,945(5) — 1,79(7)
Аргентопирит 3,62(5) — 3,341(10) — 3,318(10) — 3,11(4) — 1,931(5) — 1,808(7)
Волынскит 3,09(10) — 3,21(8) — 2,21(5) — 2,33(3) — 2,15(3) — 1,82(3)
Окартит 3,26(10) — 2,87(4) — 2,03(5) — 1,98(8) — 1,72(7)

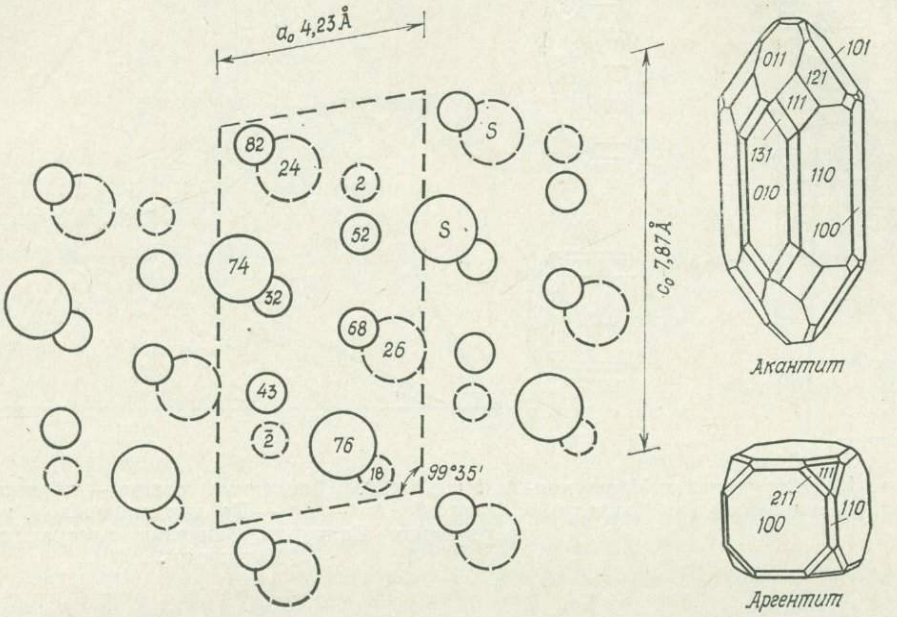
Аргентит Ag_2S. Название дано в соответствии с химическим составом. Моноклинная модификация *акантит* получила свое название по длиннопризматическим шипообразным кристаллам. Содержит 87,06% Ag, 12,94% S. Возможны примеси Cu, Fe, Pb и др.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Im3m$, $a_0 = 4{,}89$ Å, $Z = 2$. Структура аналогична куприту Cu_2O. Моноклинная модификация ($P2_1/c$), устойчивая ниже 176°, имеет псевдоромбическую и псевдокубическую элементарную ячейку со значениями $a_0 = 9{,}49$ Å, $b_0 = 6{,}93$ Å и $c_0 = 8{,}30$ Å, $\beta = 124°$, $Z = 8$. Аргентит обычно встречается в виде кубических кристаллов или кубов, срезанных октаэдрическими гранями (фиг. 136), изредка в виде октаэдров или {211}. Габитус акантита бывает различным. Известны двойники аргентита по {111} и акантита по {100}. Большинство кристаллов аргентита представляет собой параморфозы по акантиту. Существуют также массивные и древовидные агрегаты.

Физические свойства. Аргентит характеризуется весьма несовершенной спайностью по {100}, что обусловлено плотной упаковкой. Науманнит, изотипный с аргентитом при температуре выше 133°, имеет совершенную спайность по кубу. Тв. 2—2,5. Уд. в. 7,2—7,4, для акантита 7,19—7,24. Цвет темный, свинцово-серый с металлическим блеском, но с низкой отражательной способностью (21,6%); в полированных шлифах серовато-белый, иногда слабо анизотропный.

Нахождение. Аргентит представляет собой типичный эпитермальный минерал, ассоциирующийся с самородным серебром, сульфосолями серебра

и галенитом. Широко известны месторождения в ГДР — в Саксонии (Фрейберг, Шнеберг, Аннаберг), в Гарце (Андреасберг); (Конгсберг) в Норвегии;



Фиг. 136. Структура акантита (по Фруе) и кристаллические формы акантита и аргентита.

серебряные рудники в Мексике (Пачука, Сакатекас, Гуанахуато). Иногда образуется как продукт выветривания первичных сульфидов и сульфосолей серебра.

2. Группа креннерита

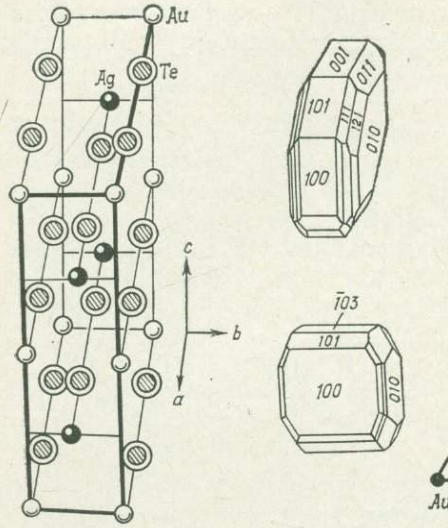
В группу входят следующие теллуриды золота:

		Симметрия	Уд. в.
Креннерит	$(Au, Ag)Te_2$	$Pma2$	8,62
Сильванит	$AuAgTe_4$	$P2/c$	8,24
Калаверит	$AuTe_2$	$C2/m$	9,25
Монтбрейит	Au_2Te_3	$P1$	9,94
Нагиагит	$Pb_5Au(Te, Sb)_4S_{5-8}$	$P\bar{4}$	7,49
Костовит	$AuCuTe_4$	мон.	?

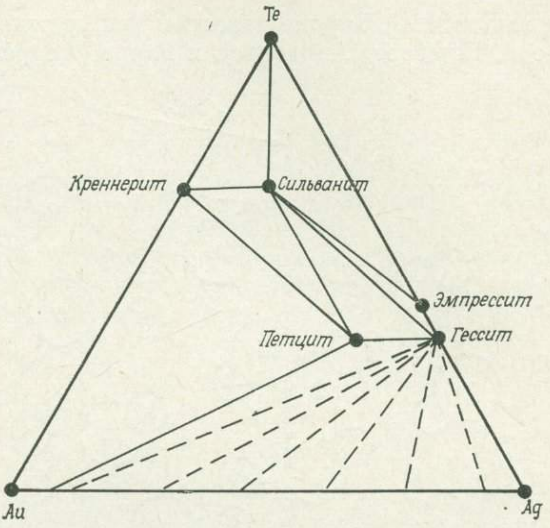
Все минералы группы оловянно-белые, с сильным металлическим блеском. Исключение составляет свинцово-серый нагиагит. Он псевдотетрагональный, сингония моноклинная, с совершенной спайностью по {010}, так же как сильванит. Оба минерала очень мягкие (тв. 1,5—2). Твердость других членов группы 2,5. Структуры креннерита и сильванита аналогичны (фиг. 137). Главные линии на рентгенограммах:

Креннерит 3,03(10) — 2,94(7) — 2,23(6) — 2,11(8) — 2,07(5) — 1,78(5)
Сильванит 3,04(10) — 2,97(2) — 2,25(3) — 2,14(5) — 1,984(3) — 1,792(2)
Калаверит 3,01(10) — 2,92(3) — 2,19(4) — 2,09(8) — 1,754(3) — 1,685(3)
Монтбрейит 2,97(8) — 2,92(8) — 2,08(10) — 1,717(2) — 1,699(2) — 1,490(2)
Нагиагит 3,01(10) — 2,81(9) — 2,42(8) — 2,07(6) — 1,688(6) — 1,501(9)
Костовит 4,96(5) — 3,01(10) — 2,34(4) — 2,24(4) — 2,10(6)

Минералы этой группы гидротермального происхождения, они связаны с эпитермальными золотоносными жилами, в которых встречаются в парагенезисе с другими минералами теллура (фиг. 138).



Фиг. 137. Структура и форма кристаллов сильванита (по Тэннелу).



Фиг. 138. Диаграмма состав — парагенезис системы Au — Ag — Te для минералов месторождения Калгурли, Западная Австралия (по Маркхаму).

3. Группа киновари

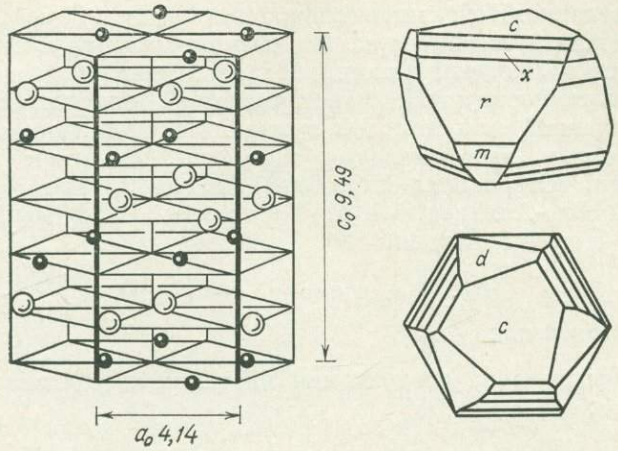
Группа содержит две полиморфные модификации HgS, *киноварь* и *метациннабарит*, а также *сауковит* (Hg, Cu, Zn)S, *тиманнит* HgSe и *колорадоит* HgTe. Киноварь относится к тригонально-трапецеэдрическому классу, все другие — гексатетраэдрические $F\bar{4}3m$, со структурой типа сфалерита. Ребро элементарной ячейки $a_0 = 5{,}85$ Å (метациннабарит), 6,07 Å (тиманнит) и 6,44 Å (колорадоит). Удельные веса соответственно 7,65, 8,26 и 8,09. Твердость 2,5—3.

Киноварь HgS. Название, возможно, индийского происхождения. Оно отражает сходство с красной смолой, которая считалась «драконовой кровью». Содержит 86,2% Hg и 13,8% S.

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-трапецеэдрический в. с. $P3_121$, $a_0 = 4{,}146$ Å, $c_0 = 9{,}497$ Å, $Z = 3$; $a_{rh} = 3{,}969$ Å, $\alpha = 62°58'$. Киноварь имеет искаженную структуру NaCl(PbS). Каждый атом ртути окружен шестью атомами серы, расположенными в вершинах искаженного октаэдра (фиг. 139). Интересной особенностью является спиральное расположение атомов S — Hg — S — Hg — S вдоль главной оси *c*. Кристаллы в основном ромбоэдрические или толстотаблитчатые, редко призматические. Главные формы: *r* $\{10\bar{1}1\}$, *m* $\{10\bar{1}0\}$, *c* $\{0001\}$, *i* $\{20\bar{2}5\}$, *g* $\{10\bar{1}4\}$, *h* $\{10\bar{1}3\}$ и *s* $\{\bar{1}.3.\bar{2}.14\}$. (0001) $\wedge$ $(10\bar{1}1) = 69°17'$, (0001) $\wedge$ $(20\bar{2}5) = 46°37'$. Часто встречаются в виде зернистых или массивных агрегатов. Характерны двойники по {0001}, известны двойники прорастания. Главные линии на рентгенограммах:

Киноварь 3,37(10) — 3,16(8) — 2,869(10) — 2,074(8) — 1,980(8) — 1,765(8)
Метациннабарит 3,40(10) — 2,94(8) — 2,07(10) — 1,765(10) — 1,191(9) — 1,122(9)
Тиманнит 3,50(10) — 2,14(8) — 1,829(8) — 1,394(3) — 1,238(3) — 1,025(3)
Колорадоит 3,73(10) — 2,28(9) — 1,943(7) — 1,479(3) — 1,314(4) — 1,240(3)

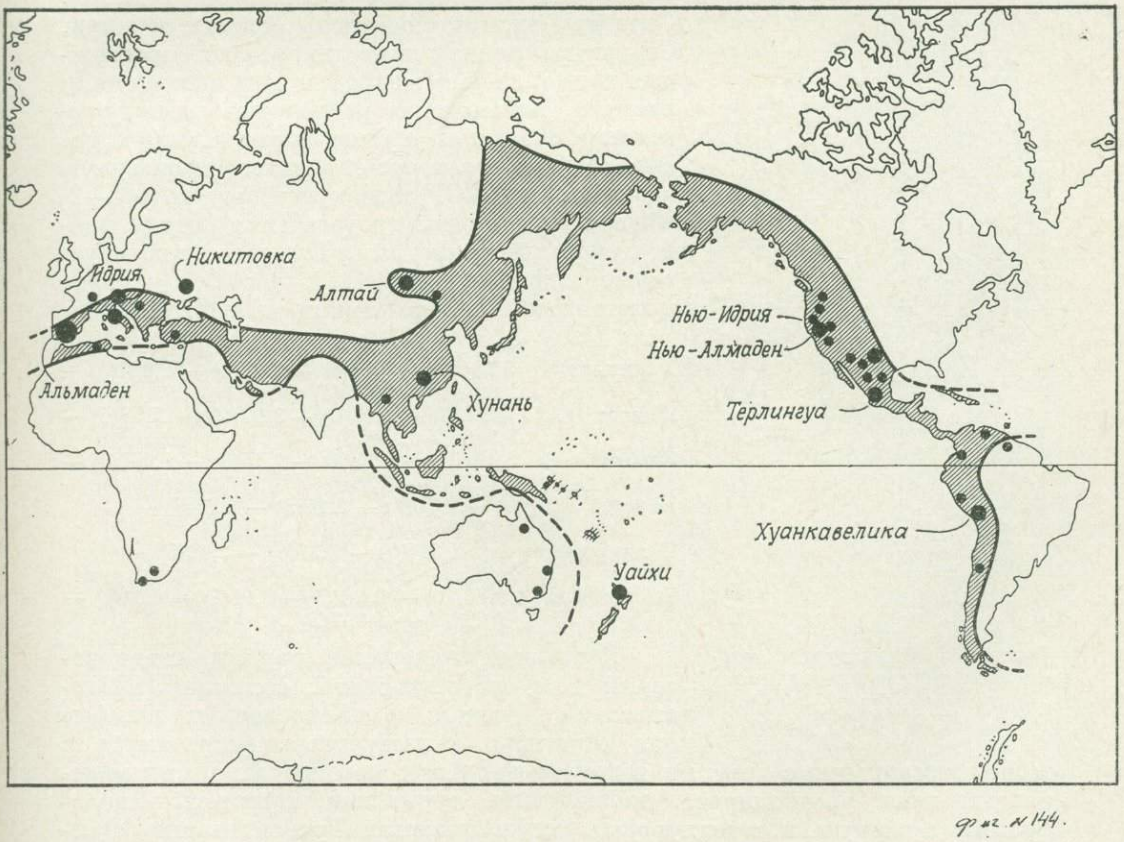
Физические свойства. Совершенная спайность по $\{10\bar{1}0\}$. Тв. 2—2,5, уд. в. 8,09. Метациннабарит более твердый (тв. 3) и более легкий (уд. в. 7,65).



Ф и г. 139. Структура и форма кристаллов киновари. Атомы ртути обозначены точками, атомы серы — кружками.

Цвет ярко-красный до коричневато-красного (метациннабарит сероватo-черный), с алмазным блеском; в тонких шлифах красный с $n_0 = 2{,}905$, $n_e = 3{,}256$. В соответствии с цепочечной структурой она оптически положительна, с сильной дисперсией и оптической активностью.

Нахождение. При 344° и давлении 1 *атм* киноварь, или красная HgS, переходит в метациннабарит, или черную HgS; обратное превращение про-



Фиг. N 144.

Ф и г. 140. Размещение наиболее известных в мире месторождений киновари.

исходит при возгонке. Небольшие содержания Fe, Zn и Se задерживают переход метациннабарита в киноварь. По мнению Диксона и Тьюнелла, киноварь выделяется позже, чем метациннабарит. Киноварь представляет собой типичный низкотемпературный гидротермальный минерал, связанный с областями современной или молодой вулканической активности (фиг. 140). Всемирно известны месторождения Альмаден, Испания; Монте-Амиата, Италия; Идрия, Югославия; Никитовка, Алтай, СССР; Хунань, Китай; Нью-Идрия и Нью-Алмаден, США; Терлингуа, Мексика; Хуанкавелика, Перу; Уайхи, Новая Зеландия.

II. Полуметаллические

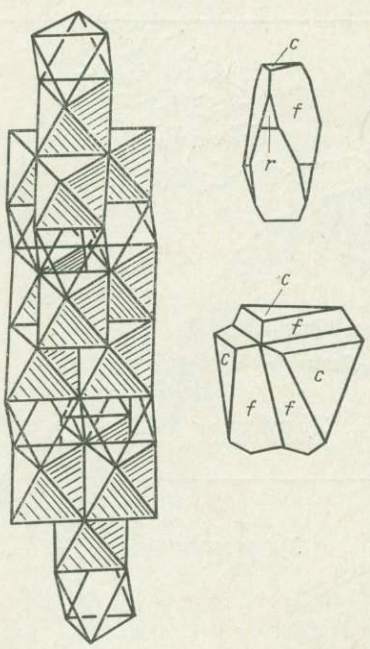
1. Группа тетрадимита

Группа представлена следующими изотипными тригональными теллуридами висмута:

		a_0, Å	c_0, Å	Уд. в.
Хедлийит	Bi_7Te_3	4,47	119,04	8,91
Жозеит А	Bi_4TeS_2	4,25	39,77	8,10
Жозеит В	Bi_4Te_2S	4,34	40,83	8,39
Грюнлингит	Bi_4TeS_3	?	?	8,34
Верлит	Bi_3Te_2	4,43	29,91	8,40
Теллуровисмутит	Bi_2Te_3	4,38	30,45	7,81
Тетрадимит	Bi_2Te_2S	4,33	30,07	7,21
Чикловаит	Bi_2TeS_2	?	?	—

Точная идентификация некоторых видов еще не ясна. Структура типа тетрадимита, $R\bar{3}m$ (фиг. 141). Атомы висмута расположены между тремя атомами, теллура в октаэдрической координации. Октаэдры висмута соединены общими ребрами. Структура сходна с пирротином, в котором каждый третий слой октаэдров не заполнен атомами висмута. Атомы серы расположены между соседними слоями из атомов висмута. Структура отчетливо слоистая, что объясняет совершенную спайность по {0001} и низкую твердость (1,5—2) минералов. Изредка встречаются острые ромбоэдрические кристаллы. Тетрадимит образует также двойники по {01$\bar{1}$8}, часто из четырех кристаллов. Главные линии на рентгенограммах:

Хедлийит 3,25(10) — 2,36(5) — 2,23(4) — 1,984(3) — 1,621(4) — 1,480(4)
Жозеит А 4,38(6) — 3,61(6) — 3,07(10) — 2,57(6) — 2,24(8) — 2,11(8)
Жозеит В 3,15(10) — 2,33(4) — 2,15(6) — 1,957(3) — 1,773(3) — 1,364(3)
Верлит 3,22(10) — 2,36(7) — 2,21(5) — 1,99(3) — 1,606(3) — 1,402(4)
Теллуровисмутит 3,21(10) — 2,37(8) — 2,19(5) — 2,03(5) — 1,486(5)
Тетрадимит 3,10(10) — 2,28(5) — 2,11(4) — 1,64(5) — 1,292(5) — 1,207(5)



Фиг. 141. Структура и форма кристаллов тетрадимита c {0001}, f {01$\bar{1}$2}, r {10$\bar{1}$1}.

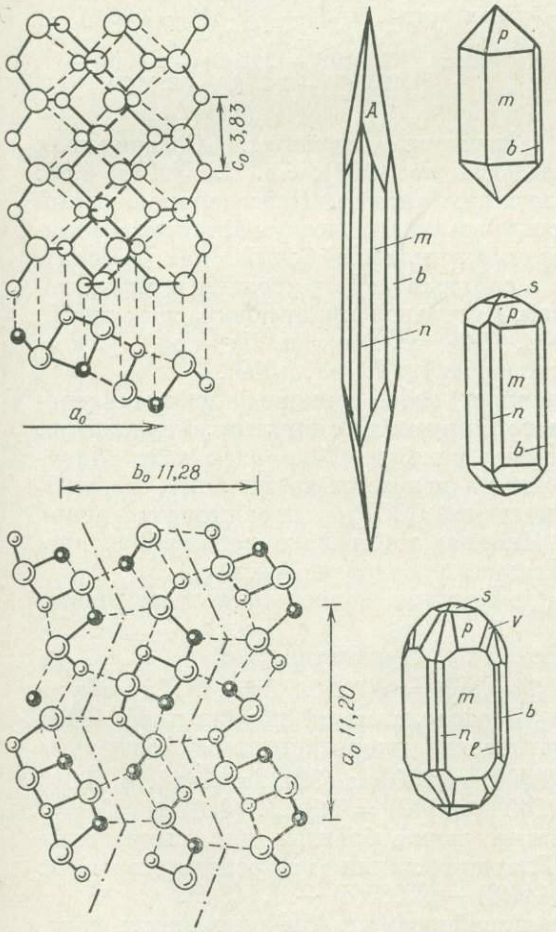
Цвет всех минералов группы свинцово-серый или оловянно-белый, с сильным металлическим блеском; в полированных шлифах они отчетливо анизотропные. Встречаются в тесной ассоциации с другими теллуридами и высокотемпературными минералами типа арсенопирита, молибденита, турмалина, касситерита, вольфрамита и висмутина, в теллуровых месторождениях Трансильвании. Калгурли, Колорадо, Онтарио и других местах.

2. *Группа антимонита*

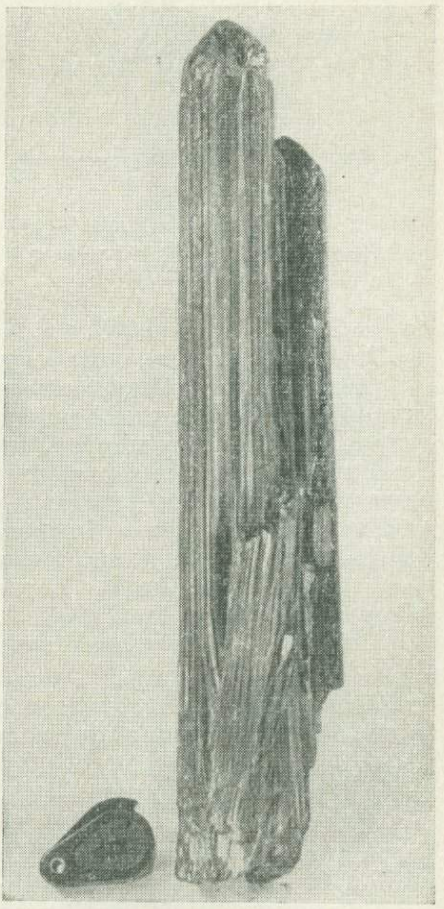
В группу входят следующие сульфиды и селениды висмута и сульфиды сурьмы и мышьяка:

		Симметрия	Уд. в.
Икунолит	$Bi_4(S, Se)_3$	?	
Висмутин	Bi_2S_3	*Pbnm*	6,78
Гуанахуатит	$Bi_2(Se, S)_3$	*Pbnm*	6,98
Хоробетсуит	$(Bi, Sb)_2S_3$	*Pbnm*	5,45
Антимонит	Sb_2S_3	*Pbnm*	4,63
Гетчеллит	$AsSbS_3$	$P2_1/a$	3,92
Аурипигмент	As_2S_3	$P2_1/c$	3,48
Реальгар	AsS	$P2_1/n$	3,56

Помимо названных, в группу входят *лайтакарит* Bi_4Se_2S и *парагуанахуатит* $Bi_2(Se, S)_3$, изоструктурные с минералами группы тетрадимита; ромбический *диморфит* As_4S_3, аналогичный реальгару; триклинный *кермезит* Sb_2S_2O волосообразного габитуса и *герстлиит* $(Na, Li)_4As_2Sb_8S_{17} \cdot 6H_2O$, по-видимому, моноклинный. Важнейшими членами группы являются висмутин, антимонит, аурипигмент и реальгар. Первые два характеризуются аналогичной структурой и сходными свойствами.



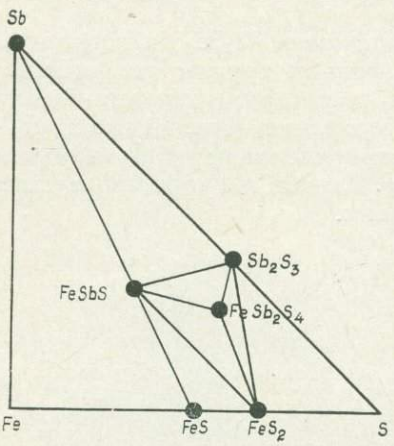
Фиг. 142. Структура и форма кристаллов антимонита и висмутина.



Фиг. 143. Кристалл антимонита из Ихинокава, Япония.

Антимонит Sb_2S_3. Синоним: стибнит. Назван по содержанию сурьмы. Теоретический состав: 71,69% Sb, 28,31% S; обычно содержит некоторое количество Fe, Pb, Cu, Ag и др.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pbnm*, $a_0 = 11{,}20$ Å; $b_0 = 11{,}28$, $c_0 = 3{,}83$ А, $Z = 4$. Структура образована ковалентно связанными атомами сурьмы и серы, образующими ленты, параллельные оси *c* (фиг. 142). Связь между лентами слабая, что обусловливает совершенную спайность этого минерала и висмутина по {010}. Часто встречается в виде длинных призматических до игольчатых кристаллов (фиг. 19 и 143) со штриховкой, параллельной оси *c*. Главные формы: *b* {010}, *o* {120}, *m* {110}, *n* {210}, *s* {111}, *p* {331}, *e* {121} и *A* {9.18.1}. (010) ∧ (120) = = 26°44′, (010) ∧ (110) = 45°12′, (010) ∧ (210) = 63°36′. Редко двойникование по {130}, {310} и {120}; направления скольжения {010} и [001]. Главные линии на рентгенограммах:



Фиг. 144. Диаграмма состав — парагенезис для системы Fe — Sb — S (по А. Г. Бетехтину).

Висмутин	3,44(10) — 3,03(5) — 2,48(7) — 2,21(4) — 1,91(8) — 1,472(6)
Антимонит	3,57(9) — 3,045(9) — 2,757(9) — 2,511(9) — 1,933(10) — 1,687(10)
Гетчеллит	4,48(8) — 3,63(7) — 2,89(10) — 2,54(6) — 2,33(6)
Гуанахуатит	3,61(10) — 3,16(10) — 2,86(8) — 2,57(7) — 2,29(7) — 1,98(8)
Кермезит	3,14(10) — 2,92(9) — 2,70(8) — 2,50(7) — 2,27(6) — 2,03(7)

Физические свойства. Совершенная спайность по {010}. Тв. 2. Уд. в. 4,63. В иголках гибкий. Цвет свинцово-серый с сильным металлическим блеском; в полированных шлифах белый, как галенит, но с сильным двуотражением и анизотропией. Прозрачен для инфракрасных лучей, $n_p = 3{,}194$, $n_m = 4{,}046$, $n_g = 4{,}303$, $Np = c$, $Nm = a$, $Ng = b$, (—) 2V = = 25°45′. Обладает интенсивной дисперсией. Т. пл. 550°.

Нахождение. Антимонит представляет собой типичный низкотемпературный гидротермальный минерал, ассоциирующий с пиритом, марказитом, аурипигментом, реальгаром, киноварью, кальцитом, кварцем и др. Парагенетические взаимоотношения антимонита показаны на фиг. 144. Важнейшие месторождения находятся в Киргизии, СССР; в провинциях Хунань и Гуаньдун, Китай; в Ишинокава, Япония; в Сараваке на Калимантане; в От-Луар, Франция; в Тоскане, Италия, и в других местах.

Аурипигмент As_2S_3. Название дано из-за золотисто-желтого цвета. Содержит 60,91% As, 39,09% S.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/n$, $a_0 = 11{,}64$ Å, $b_0 = 9{,}59$ Å, $c_0 = 4{,}24$ Å, $\beta = 90°27'$, $Z = 4$. Структура типично слоистая, слои атомов As_2S_3 располагаются параллельно {010} (фиг. 145). Кристаллы короткопризматические, укорочены по оси *c*; главные формы: *b* {010}, *a* {100}, *m* {110}, *s* {310}, *g* {230}, *o* {301}, *x* {$\bar{3}$11}, *p* {$\bar{3}$01} и *u* {210}. (010) ∧ (110) = 39°59′, (010) ∧ (210) = 59°12′, (001) ∧ (301) = = 48°25′. Обычно образуют листоватые, почкообразные или пылевидные агрегаты. Двойники по {100}. Главные линии на рентгенограммах: 4,775(10) — 2,785(4) — 2,707(6) — 2,446(6) — 2,085(4) — 1,743(8).

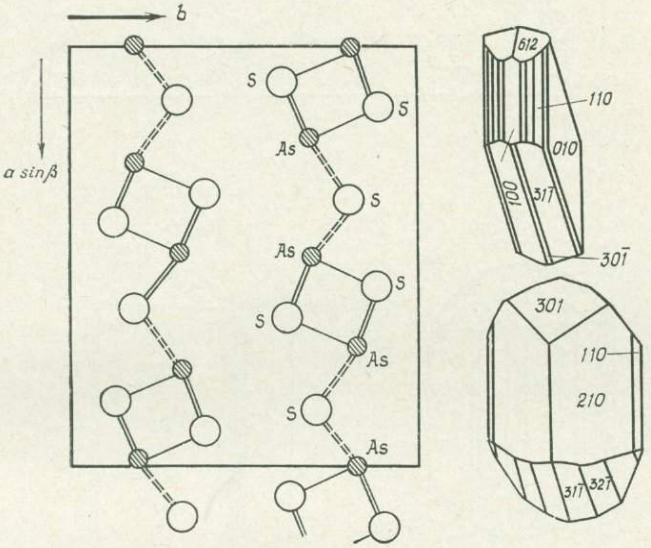
Физические свойства. Совершенная спайность по {010} и гибкость обусловлены слоистой структурой. Тв. 1,5—2. Уд. в. 3,49. Цвет золотисто-желтый или лимонно-желтый со смолистым до перламутрового блеском; в тонких шли-

фах желтый, плеохроичный, $n_p = 2{,}4$; $n_m = 2{,}81$, $n_g = 3{,}02$, $Np = b$, $Ng \wedge c = 1 - 3°$, (—) 2V = 76°, сильная дисперсия $r > v$, т. пл. 320°.

Нахождение. Такое же, как у антимонита. Широко известны месторождения Алчар, Македония; Лухуми, Грузия, СССР, с кристаллами, достигающими 5 *см*; Сия-куан, Китай; Акобамбилла, Перу; Меркур, Юта, США и др.

Реальгар AsS. Название происходит от арабского слова, обозначающего «пыль рудника». Содержит 70% As и 30% S.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2/n$, $a_0 = 9{,}27$ Å, $b_0 = 13{,}50$ Å, $c_0 = 6{,}56$ Å, $\beta = 106°33'$, Z = 16. Структура образована молекулами As_4S_4, похожа на структуру серы S_8 (фиг. 146).



Фиг. 145. Структура и форма кристаллов аурипигмента.

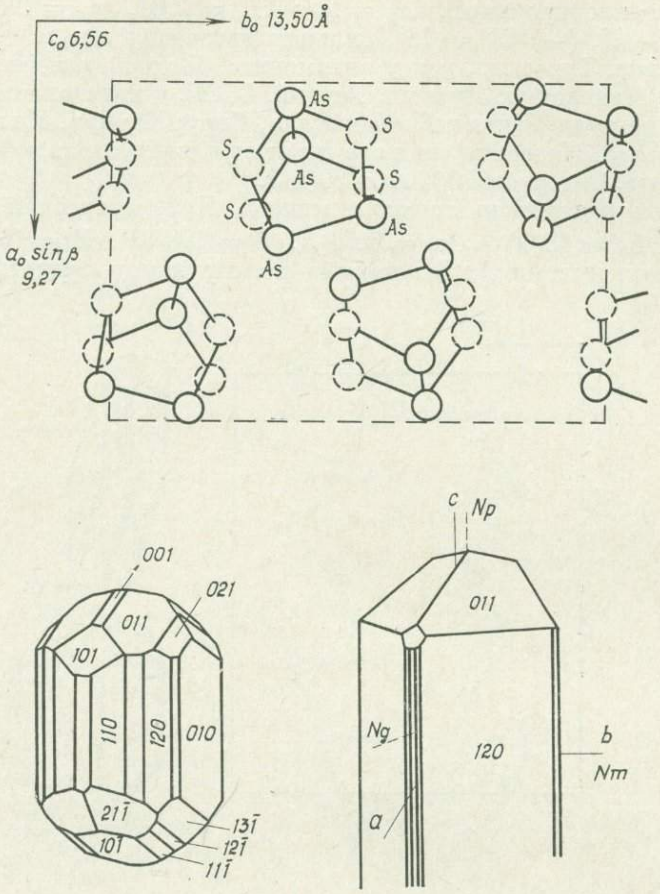
Встречается обычно в виде зернистых или массивных агрегатов, редко в виде короткопризматических кристаллов, имеющих штриховку вдоль оси *c*. Главные формы: *c* {001}, *b* {010}, *a* {100}, *m* {110}, *l* {120}, *z* {101}, *e* {021}, *n* {011}, *x* {$\bar{1}$01}, *r* {$\bar{1}$11} и *y* {$\bar{1}$31}, (010) $\wedge$ (110) = 56°26′, (010) $\wedge$ (120) = = 37°10′. Двойники по {100}. Главные линии на рентгенограммах: 3,17(10) — 2,93(7) — 2,72(7) — 2,478(4) — 2,122(7) — 1,855(7).

Физические свойства. Ясная спайность по {010}. Тв. 1,5—2. Уд. в. 3,56. Цвет оранжево-желтый до светло-красного, со смолистым блеском. $n_p =$ = 2,538, $n_m = 2{,}684$, $n_g = 2{,}704$, $Np \wedge c = 11°$, $Nm = b$, (—) 2V = 40°34′, с сильной дисперсией $r > v$. Т. пл. ~310°.

Нахождение. Реальгар постоянно ассоциирует с аурипигментом и антимонитом в низкотемпературных гидротермальных месторождениях, но образуется также и как продукт возгонки. Под действием света и воздуха разлагается, превращаясь в оранжевый порошок. Так же как киноварь, реальгар и аурипигмент осаждаются в результате распада комплекса Na_3AsS_3:

$$2Na_3AsS_3 + CO_2 + H_2O \longrightarrow As_2S_3 + Na_2CO_3 + 2NaSH + Na_2S.$$

Из богатых мышьяком минералов в этом случае может выделяться черный колломорфный агрегат *джеромит*. Его состав приближенно отвечает формуле $As(S, Se)_2$.



Фиг. 146. Структура и форма кристаллов реальгара (по Ито, Морито и Саданага).

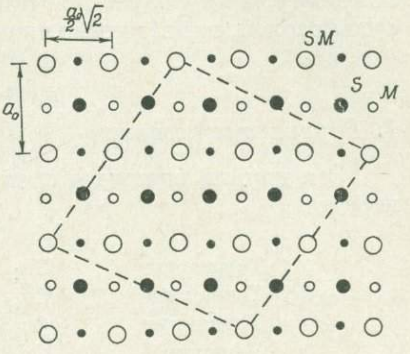
В. СУЛЬФОСОЛИ

Большинство минералов сульфосолей состоит из «анионных групп», в которых полуметаллы As, Sb и Bi связаны с серой. Эти группы соединены с металлами Cu, Ag и Pb. Сульфосоли смешанного состава немногочисленны и в большинстве случаев представляют собой двойные соли. То же самое относится к полуметаллам, которые не обнаруживают сколько-нибудь заметного изоморфизма, как видно из диаграммы фазового состояния системы As — Sb (фиг. 73). В сульфосолях, содержащих два полуметалла, их отношение как правило составляет 1 : 1, 2 : 1 или 3 : 1, например, в минералах геокрониte Pb_5SbAsS_8 и венаите Pb_3BiSbS_3. При высоких температурах сульфосоли образуют твердые растворы между собой и с аналогичными сульфидами полуметаллов и металлов As_2S_3, Sb_2S_3, Bi_2S_3 и Cu_2S, Ag_2S, PbS. При низких температурах они обычно не смешиваются и образуют правильные или неправильные срастания. Типичный пример представляют собой матильдит $AgBiS_2$ и галенит, которые при температурах выше 350° полностью смешиваются благодаря их изоструктурности.

Структуры сульфосолей могут быть выведены из структур сульфидов полуметаллов путем введения атомов металлического компонента и наоборот. Хорошим примером подобного превращения являются структуры висмутина Bi_2S_3, галенобисмутита $PbBi_2S_4$ и айкинита $PbCuBiS_3$. В этих минералах атомы свинца находятся в октаэдрической координации аналогично струк-

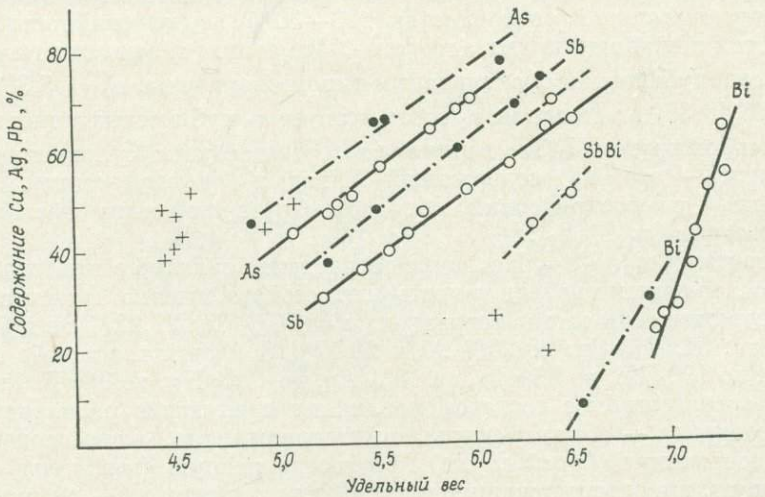
туре галенита, тогда как атомы висмута, находящиеся в шестерной координации, окружены атомами серы, расположенными в вершинах тригональной призмы.

По мнению Геллнера, структуры большинства сульфосолей могут быть выведены из структуры галенита. Это может осуществляться тремя путями: 1) если один из параметров сульфосоли близок по значению к a_0 галенита, как, например, у диафорита $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$, фрейслебенита $AgPbSbS_3$ и матильдита (шапбахита) $AgBiS_2$; 2) если проекция в направлении [110] (d_{110}) одного из параметров примерно равна 4,20 Å или кратной величине, как у миаргирита $AgSbS_2$ (фиг. 147), козалита $Pb_2Bi_2S_5$, джемсонита $Pb_4Sb_6S_{13}$ и андорита $AgPbSb_3S_6$; 3) если структуру галенита спроектировать на [111] как у грейтонита $Pb_9As_4S_{15}$. К первым двум случаям, т. е. проекциям в направлениях [100] и [110] относятся в основном сульфосоли висмута и сурьмы. К последнему, т. е. проекции на [111], относятся сульфосоли мышьяка. Структуры некоторых сульфосолей меди можно вывести из структуры сфалерита или вюртцита. Примером служат тетраэдрит и энаргит.



Фиг. 147. Зависимость между структурой PbS, спроектированной на [110] и элементарной ячейкой миаргирита (по Хеллнеру).

Соотношение между удельным весом и содержанием металла рассматриваемых минералов в весовых процентах показано на фиг. 148. Свойства этих минералов очень близки, что затрудняет их диагностику. Большинство из них свинцово-серые до стально-серых (тв. 2,5—3); наиболее твердый — германит



Фиг. 148. Соотношение между удельным весом и содержанием металла в однометальных сульфосолях.

Крестики — медь; черные кружки — серебро; белые кружки — свинец.

Cu_3GeS_4 (тв. 4), который подобно некоторым другим редким сульфосолям имеет еще один металл, занимающий позицию полуметалла.

Минералы группы сульфосолей подразделяются на медные, серебряные и свинцовые соответственно ассоциациям металлов в сульфидах и их аналогах. Распределение минералов по группам внутри этих крупных подразде-

лений осуществляется по кристаллохимическим особенностям по типу полуметалла. Для выделения отдельных минералов среди сульфосолей важно отношение между металлическим и полуметаллическим компонентами $MS : X_2S_3$, которое закономерно изменяется в последовательности 1 : 3; 1 : 2; 1 : 1; 2 : 1; 3 : 1; 4 : 1; 5 : 1. При этом существуют промежуточные соотношения, которые могут быть получены путем сложения соседних отношений, например, 3 : 1 получается при сложении 2 : 1 и 4 : 1. Формулы некоторых сульфосолей, приведенные ниже, даны в соответствии с точкой зрения автора.

а. Сульфосоли меди

1. Группа тетраэдрита

Эта группа включает следующие кубические или псевдокубические минералы:

		Симметрия	Уд. в.
Тетраэдрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	$I\bar{4}3m$	4,99
Теннантит	$Cu_{12}As_4S_{13}$	$I\bar{4}3m$	4,61
Фаматинит	Cu_3SbS_4	$I\bar{4}2m$	4,66
Люцонит	Cu_3AsS_4	$I\bar{4}2m$	4,48
Германит	Cu_3GeS_4	$I\bar{4}2m$	4,50
Колусит	$Cu_3(As, Sn, V)S_4$	$I\bar{4}3m$	4,43
Сульванит	Cu_3VS_4	$P\bar{4}3m$	3,49
Лазаревичит	Cu_3AsS_4	$P\bar{4}3m$	?

Реньерит представляет собой богатый железом германит. Изоструктурен с реньеритом *моусонит* $Cu_7Fe_2SnS_{10}$, установленный в виде включений в борните. Все эти минералы имеют гексатетраэдрический габитус. За исключением сульванита, бронзово-желтого с совершенной спайностью по {100}, все минералы красновато-серые до темно-серых с металлическим блеском, низкой отражательной способностью (23—30%) и без спайности. Обычно встречаются в виде массивных агрегатов. Фаматинит и люцонит тетрагональные с псевдокубическим сфалеритовым типом структуры, $a_0 = 5{,}38$ (5,27) Å, $c_0 = 10{,}76$(10,39) Å; величина c_0 соответствует a_0 кубических минералов пространственной группы $I\bar{4}3\,m$, величина a_0 соответствует a_0 сульванита (5,37 Å). Лазаревичит — это не содержащий ванадия *арсенсульванит*. Новокит $Cu_6Zn_3As_4S_{12}$, ромбоэдрический, обладает структурой типа сфалерита.

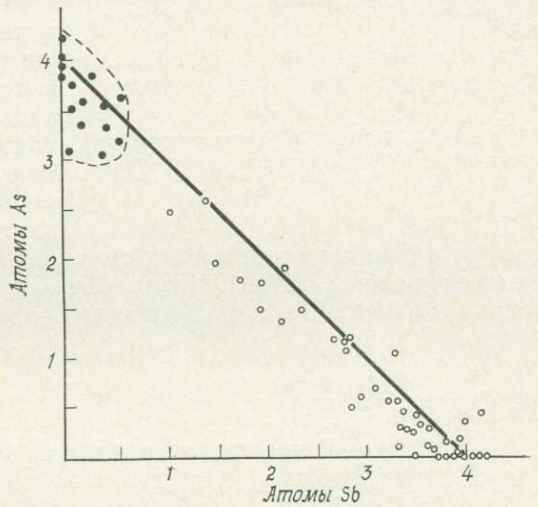
Тетраэдрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$.

Теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$. Название тетраэдрита связано с кристаллическим габитусом, теннантит назван в честь английского химика Теннанта (1761—1815). Теоретический состав тетраэдрита: 45,77% Cu; 29,22% Sb и 25,01% S; теннантита: 51,57% Cu; 20,26% As и 28,17% S. Почти всегда оба минерала содержат до 10% Fe, до 9% Zn, до 18% Ag, до 17% Hg, до 9% Pb, до 4% Ni и Co. В соответствии с составом различают следующие разновидности: а) для тетраэдрита — обыкновенную, цинксодержащую, железосодержащую, серебросодержащую (*фрейбергит*), ртутьсодержащую (*шватцит*), свинецсодержащую, никельсодержащую и др.; б) для теннантита — обыкновенную, железосодержащую, серебросодержащую (*биннит*), висмутсодержащую (*аннивит*, *рионит*) и др. В состав многих тетраэдритов входит значительное количество мышьяка, тогда как в теннантитах содержится лишь ограниченное количество сурьмы (фиг. 149).

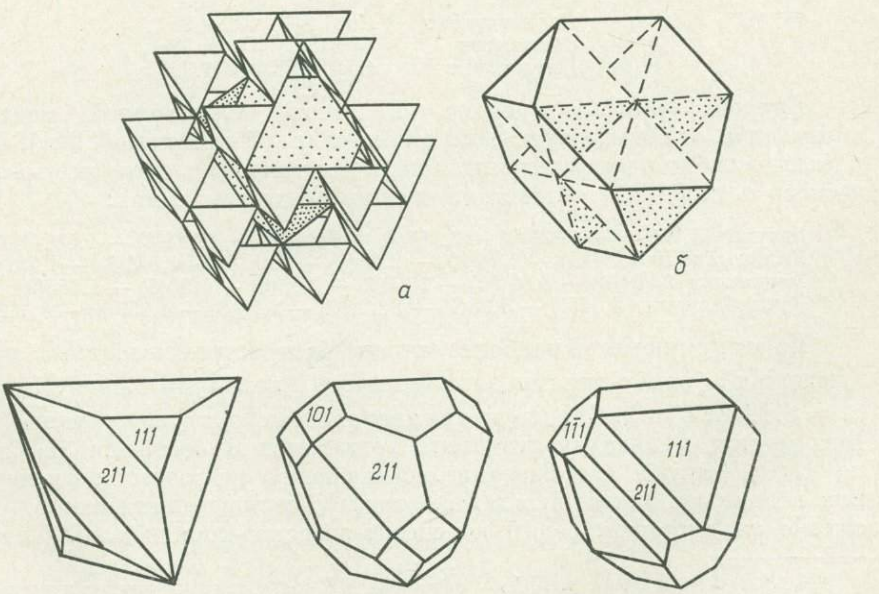
Кристаллографическая характеристика. Гексатетраэдрический в. с. $I\bar{4}3m$, $a_0 = 10{,}19$ (теннантит), 10,33 А (тетраэдрит). Структуру можно рассматривать как тетраэдры $[CuS_4]$ с атомами серы в вершинах и меди в центре, соединенные вершинами таким образом, что внутри них размещается «лавесовский полиэдр» (фиг. 150, *б*). Последний состоит из шести тетраэдров и че-

тырех октаэдров. Они плотно соединены друг с другом, в результате чего в центре образуется тетраэдрическая полость. Атомы меди (Cu^{+}) занимают центры шести тетраэдров, а центральная полость вмещает «добавочный» атом серы, имеющейся в формуле минерала. В двенадцати вершинах полиэдра располагаются атомы серы, а атомы мышьяка (As^{3+}) или атомы сурьмы (Sb^{3+}) находятся в центрах четырех гексагональных граней, где сходятся вершины трех тетраэдров. Центры октаэдров не заполнены. Структура аналогична таковой сфалерита. Габитус обоих минералов тетраэдрический (фиг. 150). Главные формы: *o* {111}, —*o* {1$\bar{1}$1}, *n* {112}, *d* {110}, *a* {100} и *r* {233}. Двойниковые оси [111]. Главные линии на рентгенограммах:

Тетраэдрит 3,00(10) — 2,60(6) — 2,45(4) — 1,839(10) — 1,568(8) — 1,193(4)
Теннантит 2,94(10) — 2,55(6) — 2,40(4) — 1,803(10) — 1,537(8) — 1,170(4)
Люцонит 3,01(10) — 1,861(10) — 1,849(8) — 1,591(9) — 1,585(6) — 1,074(6)



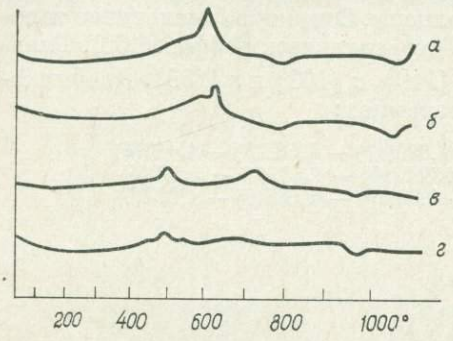
Ф и г. 149. Атомы As и Sb в элементарных ячейках тетраэдрита (кружки) и теннантита (точки) (по данным Е. К. Лазаренко).



Ф и г. 150. Структура тетраэдрита. Справа вверху — лавесовский полиэдр. Внизу — формы кристаллов тетраэдрита—теннантита.

Германит 4,32(2) — 3,054(10) — 2,64(4) — 1,87(8) — 1,596(7) — 1,080(4)
Колусит 3,36(2) — 3,075(10) — 2,66(4) — 1,88(8) — 1,60(6) — 1,084(3)
Сульванит 3,39(8) — 3,11(8) — 2,41(7) — 1,910(10) — 1,625(7) — 1,101(8)
Моусонит 3,09(10) — 1,895(8) — 1,618(6) — 2,680(5) — 1,065(5)

Физические свойства. Спайность отсутствует. Тв. 3—4,5, теннантит тверже благодаря меньшему размеру атомов мышьяка, образующих относительно более плотную упаковку. Уд. в. 4,6—5,1, выше для тетраэдритов (особенно для разновидностей, богатых серебром). Цвет серый до железо-черного; в шлифах — серый до оливково-коричневого; изотропный. Кривые ДТА показаны на фиг. 151.



Фиг. 151. Кривые ДТА теннантита (*а*), тетраэдрита (*б*), прустита (*в*) и пираргирита (*г*).

Нахождение. Тетраэдрит и теннантит относятся к наиболее распространенным сульфосолям меди, ассоциирующим с первичными сульфидами меди, а также с сульфидами и некоторыми сульфосолями свинца и серебра. Теннантит обычно встречается в гидротермальных жилах и метасоматических месторождениях в карбонатных породах, тогда как тетраэдрит чаще присутствует в свинцово-серебряных сульфидных жилах. Общеизвестны месторождения Фрейберг, ГДР; Швац, Тироль; Сент-Мари-о-Мин, Франция; Мурзинка, СССР [1]; Потоси, Боливия; Серро-де-Паско, Перу; Колорадо, США, и др.

2. *Группа энаргита*

Эта группа представлена следующими ромбическими минералами:

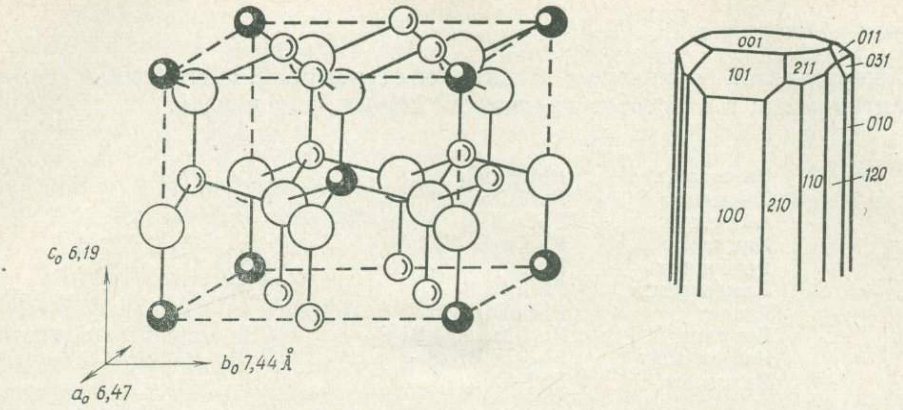
		Уд. в.
Энаргит	Cu_3AsS_4	4,45
Лаутит	$CuAsS$	4,9
Халькостибит	$CuSbS_2$	4,95
Эмплектит	$CuBiS_2$	6,38
Виттихенит	Cu_3BiS_3	6,30

Купробисмутит, вероятно, является полиморфной модификацией эмплектита, кристаллизующейся в моноклинной сингонии ($C2/m$). Эмплектит и халькостибит изоструктурны, *Pnma*. Виттихенит видимо ромбо-тетраэдрического в. с. $P2_12_12_1$. Главные линии на рентгенограммах:

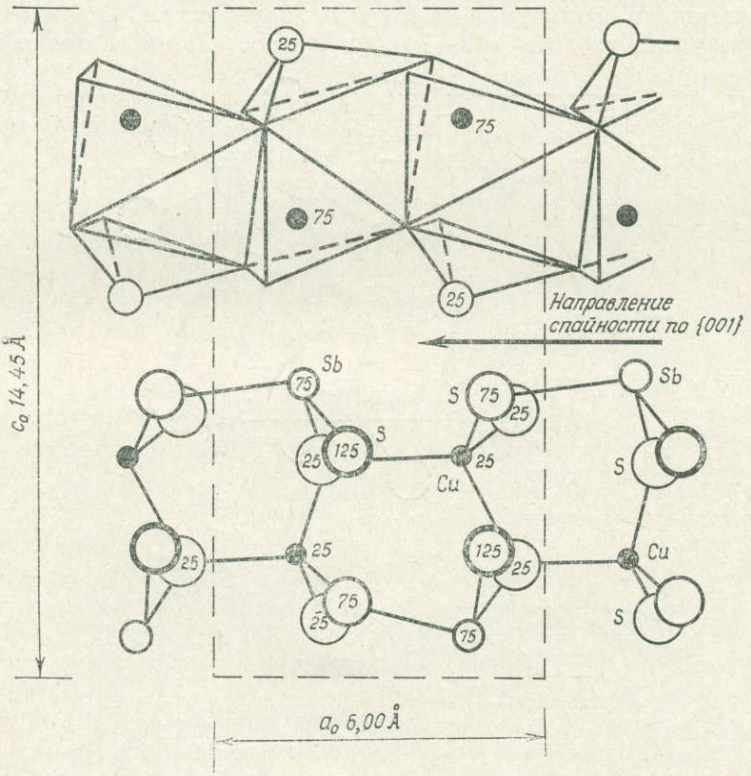
Энаргит 3,16(10) — 2,827(9) — 2,183(7) — 1,842(9) — 1,714(8) — 1,581(8)
Халькостибит 3,10(10) — 2,98(10) — 2,29(8) — 2,11(8) — 1,818(8) — 1,751(10)
Эмплектит 3,20(10) — 3,02(10) — 2,34(9) — 2,16(9) — 1,80(8) — 1,655(8)
Купробисмутит 3,64(3) — 3,25(4) — 3,07(10) — 2,73(6) — 1,957(3) — 1,719(3)

Из этих минералов наиболее широко распространен *энаргит*, кристаллизующийся в ромбо-пирамидальном классе *Pnm*, $a_0 = 6{,}46$ Å, $b_0 = 7{,}43$ Å, $c_0 = 6{,}18$ Å, $Z = 2$. Его структура аналогична структуре вюртцита (фиг. 152). Встречается в виде таблитчатых кристаллов с совершенной спайностью по {110} (отсюда его название, означающее по-гречески «совершенный») или в виде зернистых агрегатов, серовато-черного цвета, тв. 3. В шлифах сильно анизотропен, серый до светло-розовато-коричневого. Характерный

[1] Сульфосоли меди в СССР известны на колчеданных месторождениях Урала, на полиметаллических месторождениях Кавказа, Алтая, Забайкалья, на золотых и серебряных месторождениях Сибири и в др. местах.— *Прим. ред.*



Ф и г. 152. Структура и форма кристаллов энаргита.



Ф и г. 153. Структура халькостибита (по Гофману).
Вверху показан полиэдр.

минерал среднетемпературных гидротермальных месторождений, ассоциирует с другими сульфосолями меди и сульфидными минералами.

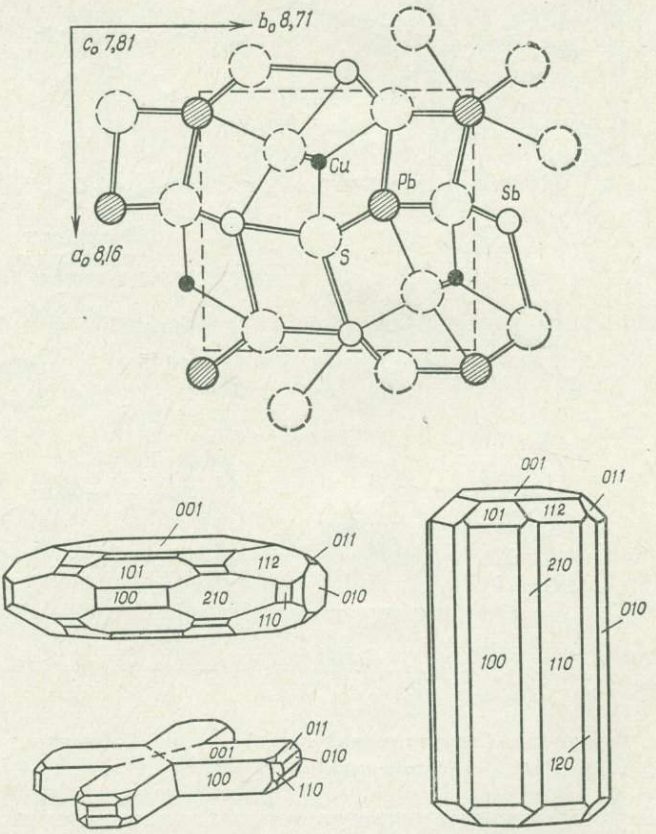
Халькостибит имеет типичную слоистую структуру. Тетраэдрические группы медь — сера связаны в продольном направлении с плоскими пирамидальными группами SbS_3 (фиг. 153). Слои параллельны {001}. В этом направлении минерал имеет совершенную спайность. Размеры элементарной ячейки $a_0 = 6{,}00$ Å, $b_0 = 3{,}78$ Å, $c_0 = 14{,}45$ Å. Этим объясняется таблитчатый габитус {001} кристаллов и удлинение вдоль оси b. Эмплектит имеет аналогичную структуру и внешний вид.

3. Группа бурнонита

Минералы этой группы ромбические, со структурой, аналогичной структуре антимонита; в их состав входят как свинец, так и медь.

		Уд. в.
Зелигманнит	$PbCuAsS_3$	5,44
Бурнонит	$PbCuSbS_3$	5,83
Айкинит	$PbCuBiS_3$	7,07
Хаммарит	$Pb_2Cu_2Bi_4S_9$	?
Рецбаниит	$Pb_3Cu_2Bi_{10}S_{19}$	6,38
Линдстрёмит	$PbCuBi_3S_5$	7,01
Гладит	$PbCuBi_5S_9$	6,96
Берриит	$Pb_2(Cu, Ag)_3Bi_5S_{11}$	7,0
Наффильдит	$Pb_{10}Cu_4Bi_{10}S_{27}$	7,01
Маллизит	$PbTeCuAs_2S_5$	

Первые два минерала изоструктурны, встречаются в виде короткопризматических или псевдокубических кристаллов, тогда как остальные длиннопризматические до игольчатых, вытянутые вдоль оси *c*. Твердость для айкинита, рецбаниита и гладита — 2—2,5, для всех остальных минералов около 3.



Ф и г. 154. Структура и форма кристаллов бурнонита (по Лейнвеберу).

Спайность отсутствует или несовершенная. Главные линии на рентгенограммах:

Зелигманнит 3,85(9) — 3,25(6) — 2,72(10) — 2,57(8) — 1,77(8) — 1,66(6)
Бурнонит 3,86(8) — 2,81(8) — 2,73(10) — 2,58(8) — 1,98(8) — 1,763(8)
Айкинит 3,67(10) — 3,58(7) — 3,18(9) — 2,88(8) — 2,58(6) — 1,981(5)
Рецбаниит 3,56(9) — 3,12(8) — 2,82(10) — 2,25(5) — 2,00(5) — 1,74(7)

Наиболее часто встречающийся минерал этой группы бурнонит является одной из самых распространенных свинцово-медных сульфосолей. Ассоциирует с галенитом, другими свинцовыми сульфосолями, тетраэдритом и сфалеритом.

Бурнонит $PbCuSbS_3$. Назван по имени французского минералога Ж. Л. де Бурнона (1751—1825). Содержит 42,40% Pb, 13,01% Cu, 24,91 Sb и 19,68% S. Мышьяк замещает сурьму, но изоморфного ряда между бурнонитом и зелигманнитом не имеется.

Кристаллографическая характеристика. Ромбический ($Pn2_1m$), $a_0 = 8{,}16$ Å, $b_0 = 8{,}71$ Å, $c_0 = 7{,}81$ Å, $Z = 4$. Структура бурнонита представлена на фиг. 154. Атомы меди, находящиеся в тетраэдрической координации, окружены четырьмя атомами серы. Атомы свинца окружены атомами серы, образующими искаженный октаэдр. Другие атомы удалены на большие расстояния. Атомы сурьмы и три атома серы образуют уплощенные пирамидальные группы аналогично структуре халькостибита (см. фиг. 153). Кристаллы бурнонита обычно имеют короткопризматический или таблитчатый габитус {001}, в ряде случаев присутствуют разнообразные формы (фиг. 154), нередко двойники по {110}, часто типа «зубчатого колеса».

Нахождение. Бурнонит — среднетемпературный гидротермальный минерал, часто встречается в месторождениях типа Нейдорф, Гарц, ГДР; в Трансильвании, Корнуэлле и серебряно-оловянных рудниках Боливии.

б. Сульфосоли серебра

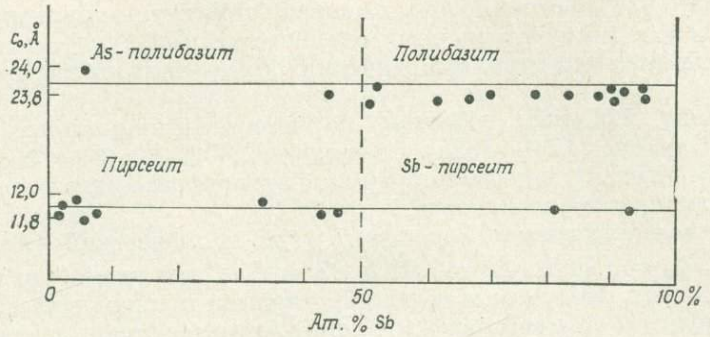
1. Группа пираргирита

Группа включает следующие однометальные сульфосоли серебра:

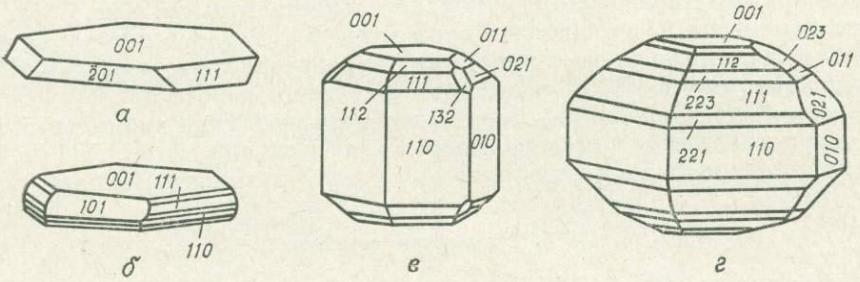
		Симметрия	Уд. в.
Пирсеит	$Ag_{16}As_2S_{11}$	$C2/m$	6,15
Полибазит	$Ag_{16}Sb_2S_{11}$	$C2/m$	6,36
Стефанит	Ag_5SbS_4	$Cmc2$	6,25
Прустит	Ag_3AsS_3	$R3c$	5,57
Пираргирит	Ag_3SbS_3	$R3c$	5,82
Ксантоконит	Ag_3AsS_3	$F2/d$	5,54
Пиростильпнит	Ag_3SbS_3	$P2_1/c$	5,94
Трехманнит	$AgAsS_2$	$R\bar{3}$	
Смитит	$AgAsS_2$	$C2/c$	4,88
Миаргирит	$AgSbS_2$	$C2/c$	5,25
Матильдит (шапбахит)	$AgBiS_2$	ромб.	6,9
Арамайоит	$AgBiSbS_4$	$P\bar{1}$	5,60
Павонит	$AgBi_3S_5$	$C2/m$	6,54

Считается, что существует изоморфное замещение между более богатым мышьяком полибазитом (арсенополибазит), а также полибазитом, с одной стороны, и обогащенным сурьмой пирсеитом (сурьмянистый пирсеит) и пирсеитом, с другой стороны. Однако, подобно замещению между тетраэдритом и теннантитом (фиг. 149), сурьмянистый член ряда (полибазит) воспринимает больше атомов As, чем при обратном замещении мышьяковистая разность атомов Sb (фиг. 155). Как полибазит, так и пирсеит содержат небольшое количество меди. Медь и свинец входят также в состав других сульфосолей.

Особенностью состава самсонита $Ag_4MnSb_2S_6$ является присутствие Mn, содержание которого доходит до 5,96%. Он кристаллизуется в моноклинной сингонии ($P2_1/n$). Кристаллы пирсеита, полибазита и ксантоконита псевдогексагональные таблитчатые {001}; кристаллы пиростильпнита и арамайоита таблитчатые {101}; остальные минералы призматические до изометрических или толстотаблитчатые (фиг. 156). Пиростильпнит, арамайоит и смитит имеют совершенную пинакоидальную спайность; остальные — без спайности или



Ф и г. 155. Изменение параметра c_0 в изоморфном ряду полибазит — пирсеит.



Ф и г. 156. Форма кристаллов полибазита (*а*, *б*) и стефанита (*в*, *г*).

с несовершенной спайностью. Смитит очень мягкий, другие минералы с твердостью 2—3, цвет черный до серовато-черного с металлическим блеском. Пираргирит, пиростильпнит и ксантоконит — красные до оранжевого с алмазным блеском. В шлифах все минералы белые до серовато-белых, отчетливо анизотропные, иногда с красными внутренними рефлексами. Главные линии на рентгенограммах:

Пирсеит 2,96(10) — 2,79(9) — 2,47(6) — 2,34(5) — 2,30(6) — 1,823(6)
Полибазит 3,18(9) — 2,99(10) — 2,87(8) — 2,69(5) — 2,52(6) — 1,886(6)
Стефанит 3,05(10) — 2,88(10) — 2,56(10) — 2,42(6) — 2,12(6) — 1,86(6)
Прустит 3,20(10) — 2,75(7) — 2,53(9) — 2,27(3) — 2,08(3) — 1,94(5)
Пираргирит 3,35(7) — 3,20(9) — 2,79(10) — 2,55(10) — 1,680(6) — 1,600(6)
Ксантоконит 4,01(4) — 3,37(3) — 3,13(4) — 2,99(10) — 2,81(7) — 2,13(4)
Пиростильпнит 3,22(5) — 2,84(10) — 2,64(6) — 2,42(6) — 1,890(5) — 1,875(5)
Миаргирит 3,44(9) — 2,877(10) — 2,739(8) — 2,005(4) — 1,963(4) — 1,902(3)
Матильдит 3,32(6) — 2,83(10) — 2,03(3) — 1,963(5) — 1,711(3) — 1,322(4)
Арамайоит 3,21(4) — 2,806(10) — 2,048(2) — 1,940(3) — 1,705(2) — 1,402(2)
Павонит 3,58(1) — 3,44(6) — 3,33(6) — 2,84(10) — 2,01(7) — 1,721(3)

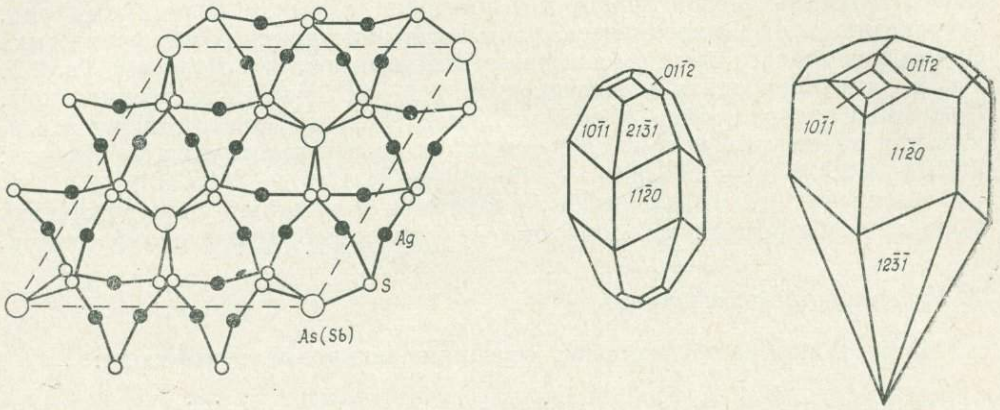
Нахождение. Характерны минералы средне- и низкотемпературных гидротермальных жил. Ассоциируют с другими серебряными минералами, с сульфосолями свинца и меди и такими сульфидами, как аргентит и галенит. Общеизвестны месторождения Пршибрам, Чехословакия; Андреасберг, Гарц, ГДР; Сакатекас, Гуанахуато, Дуранго, Мексика; Кобальт, Онтарио и др.

Прустит Ag_3AsS_3.

Пираргирит Ag_3SbS_3. Прустит назван в честь французского химика Ж. Л. Пруста (1755—1826), пираргирит получил свое название благодаря цвету и содержанию серебра [1]. Пиростильпнит и ксантоконит являются соответственно полиморфными модификациями прустита и пираргирита. Прустит содержит 65,42% Ag; 15,14% As; 19,44% S; пираргирит — 59,76% Ag;

[1] По-гречески «пир» означает пламя, а «аргерос»— серебро.— *Прим. перев.*

22,48% Sb и 17,76% S. Выше 300° Ag_3AsS_3 и Ag_3SbS_3 образуют непрерывный ряд твердых растворов. В природных условиях при более низких температурах смесимость ограниченная. Оба минерала встречаются в графических срастаниях.



Фиг. 157. Структура и форма кристаллов прустита и пираргирита (по П. Энгелю и Новацкому).

Кристаллографическая характеристика. Дитригонально-пирамидальный в. с. *R*3*c*; $a_0 = 10{,}77$ Å, $c_0 = 8{,}67$ Å (прустит), $a_0 = 11{,}04$ Å, $c_0 = 8{,}72$ Å (пираргирит), $Z = 6$. Ромбоэдрическая элементарная ячейка образована пирамидальными группами AsS_3 (или SbS_3), в вершине которых находится атом полуметалла, а в основании — атомы серы. Эти группы располагаются в центре и по углам элементарной ячейки. Оси третьего порядка пирамидальных групп имеют одинаковую ориентировку. Атомы серебра, связывающие эти группы, обусловливают двойную координацию серы. В соответствии с этой структурой кристаллы имеют тригональный гемиморфный габитус (фиг. 157 и 158). Главные формы: *a* {11$\bar{2}$0}, *e* {01$\bar{2}$2}, *s* {02$\bar{2}$1}, *r* {10$\bar{1}$1} и *v* {21$\bar{3}$1}. Встречается также в виде массивных агрегатов.

Фиг. 158. Кристаллы пираргирита.

Физические свойства. Ясная спайность по {10$\bar{1}$1}. Тв. 2—2,5. Уд. в. 5,57 (прустит), 5,85 (пираргирит). Т. пл. 490° и 486° соответственно. Оба минерала красного цвета с алмазным блеском, в тонких осколках прозрачны. Оптически отрицательные: $n_0 = 2{,}979$, $n_e = 2{,}711$ (прустит), $n_0 = 3{,}084$, $n_e = 2{,}881$ (пираргирит). В шлифах голубовато-серые, с отчетливым плеохроизмом, сильно анизотропные, с красными до желтых внутренними рефлексами.

Нахождение. Оба минерала обычно встречаются в серебросодержащих низкотемпературных гидротермальных жилах. Изменяются с образованием аргентита, самородного серебра и др.

2. Группа аргиродита

Группа включает три кубических минерала: *аргиродит* Ag_8GeS_6, *канфильдит* Ag_8SnS_6 и *полиаргирит* $Ag_{24}Sb_2S_{15}$. Благодаря возможности замещения германия оловом первые два минерала образуют изоморфный ряд. Встречаются в виде октаэдрических, ромбододекаэдрических или кубических кристаллов черного цвета с фиолетовым или красноватым оттенком. Тв. 2,5. Уд. в. для аргиродита и канфильдита 6,1—6,3, для полиаргирита 6,97. Последний минерал обладает спайностью по {100}, первые два имеют неровный или раковистый излом. Главные линии на рентгенограмме аргиродита: 3,05(8) — 2,723(7) — 2,042(10) — 1,869(10) — 1,519(6) — 1,158(10).

Аргиродит и канфильдит встречаются в оловянных месторождениях Боливии; полиаргирит ассоциирует с другими серебряными сульфосолями.

3. Группа фрейеслебенита

Группа включает следующие серебряно-свинцовые сульфосоли:

		Симметрия	Уд. в.
Ленгенбахит	$Ag_2Pb_6As_4S_{13}$	трикл.	5,83
Диафорит	$Ag_3Pb_2Sb_3S_8$	$P2_1/b$	6,04
Маррит	$PbAgAsS_3$	$P2_1/a$	?
Фрейеслебенит	$AgPbSbS_3$	$P2_1/c$	6,23
Овихиит	$Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}$	$Pnam$	6,03
Физелиит	$Ag_2Pb_5Sb_8S_{18}$	$Pmmn$	5,56
Рамдорит	$Ag_2Pb_3Sb_5S_9$	$Pbmm$	5,43
Андорит	$AgPbSb_3S_6$	$Pmma$	5,35
Ширмерит	$Ag_4PbBi_4S_9$	ромбич.	6,74

Последний минерал и сульфоантимониты рассматриваются Геллнером и Верником как сложные серии твердых растворов в системах $AgBiS_2$ — PbS и $AgSbS_2$ — PbS. Они характеризуются неупорядоченной структурой типа NaCl(PbS). За исключением ленгенбахита, очень мягкого с совершенной спайностью в одном направлении, все другие члены группы без спайности или имеют несовершенную спайность. Тв. 2—2,5, редко 3—3,5 (андорит). Цвет темно-серый до черного, в шлифах белый, подобно галениту, но с сероватым или зеленоватым оттенком. Главные линии на рентгенограммах:

Диафорит 3,28(10) — 2,92(6) — 2,80(9) — 2,04(7) — 1,76(6) — 1,705(6)
Фрейеслебенит 3,45(10) — 2,96(7) — 2,82(10) — 2,07(7) — 2,01(7) — 1,88(6)
Овихиит 3,49(7) — 3,25(10) — 2,90(5) — 2,84(6) — 2,23(5) — 2,05(6)
Андорит 3,28(10) — 2,90(9) — 2,75(8) — 2,06(6) — 1,88(8) — 1,795(8)

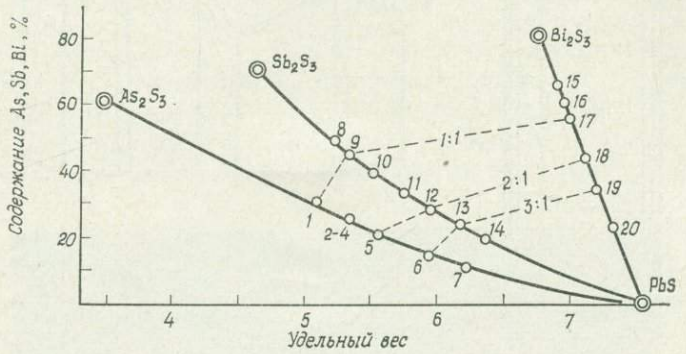
Минералы этой группы относительно редки. Встречаются в серебряных и свинцово-серебряных гидротермальных жилах.

в. Сульфосоли свинца

Известно около 30 однометальных сульфосолей свинца. Если к этой цифре добавить серебряно-свинцовые и медно-свинцовые сульфосоли, то свинец может рассматриваться как важнейший катион сульфосолевых минералов вообще. Для состава свинцово-висмутовых сульфосолей характерно также присутствие селена, что легко объясняется близостью размеров атомных радиусов и ярко выраженным сродством висмута к селену и теллуру. Примерами подобных минералов служат *виттит* $Pb_5Bi_6(S, Se)_{14}$, *вейбуллит* $PbBi_2(S, Se)_4$ и *платинит* $PbBi_2(S, Se)_3$, содержание Se в последнем 19,45%.

На фиг. 159 показана взаимосвязь между свинцовыми сульфосолями и галенитом, с одной стороны, и свинцовыми сульфосолями и сульфидами полуметаллов, с другой стороны.

Сульфосоли свинца подразделяются на три главные группы: мышьяковую, сурьмяную и висмутовую. Кроме того, имеется группа, объединяющая сульфосоли необычного состава, содержащие свинец, таллий, ртуть и железо.



Фиг. 159. Зависимость удельного веса сульфосолей свинца от процентного содержания полуметалла.

1 — сарторит; *2—4* — ливейнгит, баумгауерит и ратит; *5* — дюфренуазит; *6* — гитерманит; *7* — грейтонит; *8* — фюлёппит; *9* — цинкенит; *10* — плагионит; *11* — гетероморфит; *12* — плюмозит; *13* — фалькманит; *14* — менегинит; *15* — устарасит; *16* — бончевит; *17* — галенобисмутит; *18* — козалит; *19* — лиллианит; *20* — беегерит.

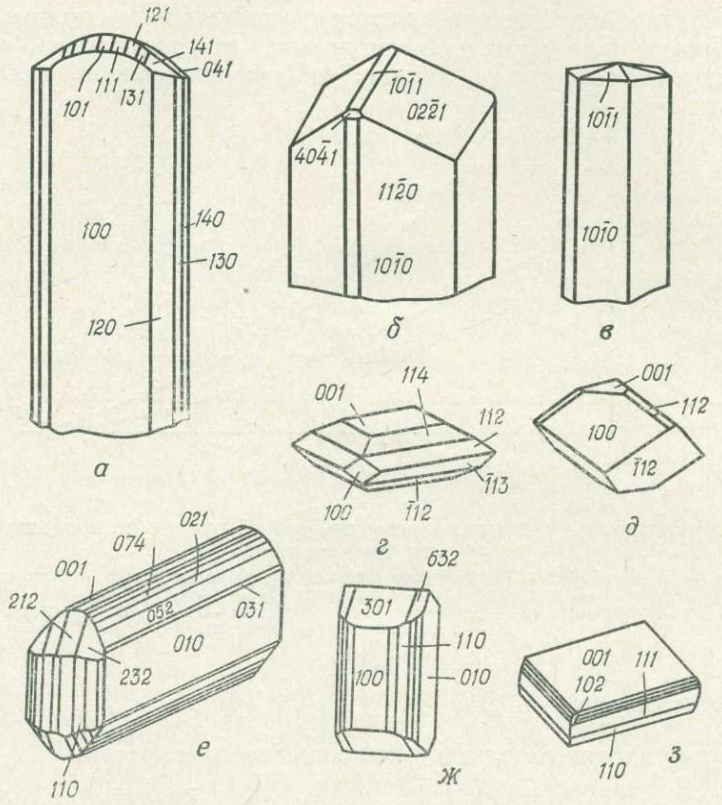
I. Группа сарторита

В группу входят следующие мышьяковые сульфосоли:

		PbS/As_2S_3	Уд. в.
Сарторит (склероклаз)	$PbAs_2S_4$	1 : 1	5,07
Ливейнгит	$Pb_5As_8S_{17}$	5 : 4	5,30
Баумгауерит	$Pb_4As_6S_{13}$	4 : 3	5,33
Ратит	$Pb_3As_4S_9$	3 : 2	5,37
Дюфренуазит	$Pb_2As_2S_5$	2 : 1	5,53
Гитерманит	$Pb_3As_2S_6$	3 : 1	5,94
Грейтонит	$Pb_9As_4S_{15}$	9 : 2	6,22
Иорданит	$Pb_5As_2S_8$	5 : 1	6,38
Геокронит	Pb_5AsSbS_8	5 : 1	6,40

Встречается *ратит*, содержащий Tl и Ag. Минерал состава $(Pb, Tl)_3(As, Ag)As_4S_9$ называется ратит I. Соединения типа $Pb_9As_{13}S_{28}$ и $Pb_8As_5S_{10}$ носят названия ратит II и ратит III. Все члены этой группы моноклинные ($P2_1/m$) с призматическим или таблитчатым габитусом (фиг. 160). Исключением является грейтонит, который, подобно пираргириту и пруститу, дитригонально-пирамидальный ($R3m$). Спайность иорданита и дюфренуазита совершенная по {010}, у баумгауерита и ратита по {100}, тогда как остальные минералы без спайности или имеют несовершенную спайность. Тв. 2,5—3. Как и для большинства сульфосолей, цвет минералов данной группы свинцово-серый до стально-серого или черновато-серого с металлическим блеском. В полированных шлифах белый или серовато-белый с отчетливой анизотропией. Некоторые минералы этой группы имеют красные внутренние рефлексы. Главные линии на рентгенограммах:

Сарторит 3,48(10) — 3,23(4) — 2,95(9) — 2,76(9) — 2,62(7) — 2,10(7)
Баумгауерит 3,78(5) — 2,97(5) — 2,73(10) — 2,30(10) — 2,11(7) — 1,90(7)
Ратит 3,4(5) — 3,17(5) — 2,96(10) — 2,72(10) — 2,32(7) — 1,92(5)
Дюфренуазит 3,01(10) — 2,84(9) — 2,32(6) — 2,20(4) — 2,09(8) — 1,53(4)
Грейтонит 3,80(10) — 3,47(10) — 2,94(8) — 2,74(8) — 1,43(6) — 1,095(7)
Иорданит 3,49(7) — 2,87(7) — 2,220(10) — 2,100(9) — 1,815(9) — 1,745(8)
Геокронит 3,51(2) — 3,17(3) — 2,97(2) — 2,88(2) — 2,23(7) — 1,830(3)



Ф и г. 160. Форма кристаллов сульфосолей свинца.
а — менегинит; *б* — грейтонит; *в* — цинкенит; *г*, *д* — фюлёппит; *е* — плагионит; *ж* — козалит, — дюфренуазит.

Минералы группы сартерита являются относительно редкими гидротермальными образованиями. Они развиты в ассоциации с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом и другими сульфосолями.

2. Группа цинкенита

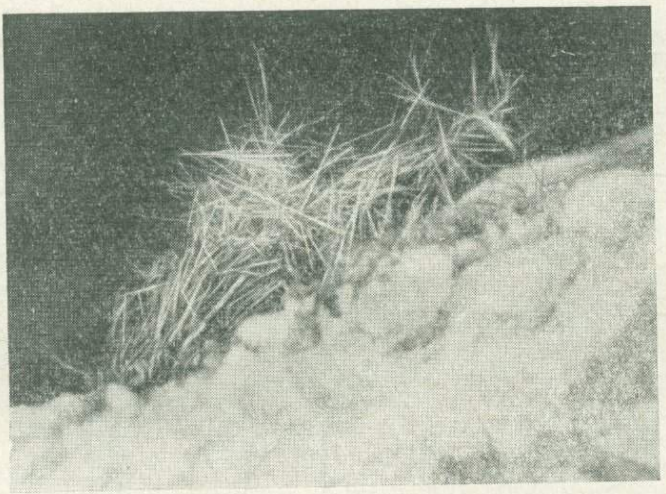
Группа включает следующие сурьмяные сульфосоли:

		$PbS : Sb_2S_3$	Уд. в.
Фюлёппит	$Pb_3Sb_8S_{15}$	3 : 4	5,23
Цинкенит	$PbSb_2S_4$	1 : 1	5,30
Робинсонит	$Pb_7Sb_{12}S_{25}$	7 : 6	5,40
Плагионит	$Pb_5Sb_8S_{17}$	5 : 4	5,56
Джемсонит	$Pb_4Sb_6S_{13}$	4 : 3	5,63
Гетероморфит	$Pb_7Sb_8S_{19}$	5 : 3	5,73
Лаунаит	$Pb_9Sb_{10}S_{24}$	9 : 5	5,88
Дадсонит	$Pb_{11}Sb_{12}S_{29}$	11 : 6	5,76
Плейфейрит	$Pb_{16}Sb_{18}S_{43}$	11 : 9	5,77
Плюмозит	$Pb_2Sb_2S_5$	2 : 1	5,99
Буланжерит	$Pb_5Sb_4S_{11}$	5 : 2	6,23
Фалькманит	$Pb_3Sb_2S_6$	3 : 1	6,30
Менегинит	$Pb_4Sb_2S_7$	4 : 1	6,36
Шульцит	$Pb_5Sb_2S_8$	5 : 1	6,43

Стерриит $Pb_{12}(Sb, As)_{10}S_{27}$, *мадоцит* $Pb_7(Sb, As)_6S_{16}$, *виннит* $Pb_2(Sb, As)_2S_5$— ромбические, *твиннит* $Pb(Sb, As)_2S_4$— триклинный, псевдоромбический, *гетардит* $Pb_9(Sb, As)_{16}S_{33}$ и *сорбиит* $Pb_{12}(Sb, As)_7S_{33}$ моноклинные; все они являются промежуточными членами между этой группой

и группой сарторита, с варьирующим соотношением Sb/As. Джемсонит почти всегда содержит железо. Для него обычно применяется формула $Pb_4FeSb_6S_{14}$. Менегинит содержит медь, ему приписывают формулу $Pb_{13}CuSb_7S_{24}$. Джемсонит обычно моноклинный, но известна ромбическая модификация, называемая *параджемсонитом*. В *семсейите* $Pb_9Sb_8S_{21}$ отношение $PbS/Sb_2S_3 = 9 : 4$, что соответствует промежуточному члену между плюмозитом и буланжеритом. Джемсонит и буланжерит — моноклинные ($P2_1/a$); цинкенит — гексагонально-пирамидальный ($C6_3$); робинсонит — триклинный ($P\bar{1}$), а менегинит и шульцит — ромбические.

Джемсонит, цинкенит, плюмозит и буланжерит встречаются обычно в виде игольчатых кристаллов или волокнистых масс (фиг. 161), остальные



Фиг. 161. Буланжерит из рудника Трепча, Югославия.

короткопризматические или таблитчатые, но большей частью они находятся в виде зернистых агрегатов. Тв. 2,5—3, за исключением более твердого цинкенита (3—3,5). Менегинит имеет совершенную спайность по {010}, остальные без спайности или с несовершенной спайностью. Подобно другим свинцовым сульфосолям, они свинцово-серые до стально-серых; в шлифе — галенито-белые, отчетливо анизотропные. Главные линии на рентгенограммах:

Фюлёппит 3,86(10) — 3,21(8) — 2,91(5) — 2,66(2) — 2,12(3) — 1,975(3)
Цинкенит 3,44(10) — 3,01(2) — 2,80(4) — 2,13(2) — 1,980(3) — 1,823(3)
Робинсонит 4,04(8) — 3,92(8) — 3,39(10) — 3,03(8) — 2,75(8) — 2,67(8)
Плагионит 3,22(10) — 2,90(10) — 2,61(9) — 2,13(7) — 1,97(5) — 1,72(5)
Джемсонит 3,615(6) — 2,798(3) — 2,708(4) — 2,278(3) — 2,227(3) — 2,014(4)
Параджемсонит 4,203(9) — 3,777(5) — 2,483(3) — 2,295(2) — 2,02(2)
Гетероморфит 3,418(10) — 2,866(8) — 2,080(8) — 1,891(10) — 1,731(7)
Семсейит 3,77(9) — 3,32(7) — 3,20(10) — 2,97(10) — 2,68(7) — 1,895(7)
Буланжерит 3,71(10) — 3,21(5) — 2,815(8) — 2,337(5) — 1,861(7) — 1,757(6)
Менегинит 3,26(10) — 2,92(10) — 2,07(10) — 1,914(10) — 1,395(10) — 1,19(10)
Лаунаит 3,45(10) — 2,92(8) — 2,010(7) — 4,17(6) — 3,40(6)
Плейфейрит 3,39(10) — 3,32(10) — 2,785(7) — 2,086(6)
Стерриит 3,26(10) — 3,68(9) — 2,836(7) — 3,54(6) — 2,965(6)
Мадоцит 3,396(10) — 3,355(9) — 2,720(8) — 3,67(7) — 2,925(6)
Виннит 3,81(10) — 3,03(9) — 3,42(8) — 3,26(8) — 2,76(7)
Твиннит 3,51(10) — 2,344(8) — 2,78(7) — 4,18(5) — 3,91(5)
Гетардит 3,52(10) — 2,795(9) — 4,19(5) — 3,90(5) — 2,670(5)
Сорбиит 3,44(10) — 3,33(9) — 4,13(6) — 2,96(6) — 2,10(5)

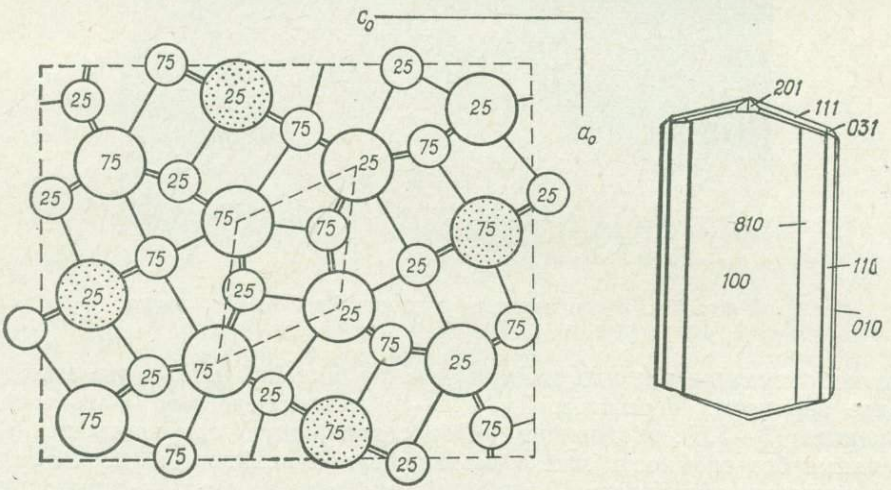
Подобно мышьяковым соединениям, минералы этой группы представляют собой средне- или низкотемпературные гидротермальные образования.

3. Группа галенобисмутита

В эту группу входят следующие висмутовые сульфосоли:

		PbS/Bi_2S_3	Уд. в.
Устарасит	$PbBi_6S_{10}$	1 : 3	?
Бончевит	$PbBi_4S_7$	1 : 2	6,92
Галенобисмутит	$PbBi_2S_4$	1 : 1	7,04
Виттит	$Pb_5Bi_6S_{14}$	5 : 3	7,12
Козалит	$Pb_2Bi_2S_5$	2 : 1	6,76
Бурсаит	$Pb_5Bi_4S_{11}$	5 : 2	?
Гиссенит	$Pb_8Bi_6S_{17}$	8 : 3	?
Лиллианит	$Pb_3Bi_2S_6$	3 : 1	7,10
Гунгаррит	$Pb_4Bi_2S_7$	4 : 1	7,29
Беегерит	$Pb_6Bi_2S_9$	6 : 1	7,27

Кобеллит Pb_2BiSbS_5 или $Pb_6FeBi_4Sb_2S_{16}$ и *сахароваит* $PbBiSbS_4$, по-видимому, являются промежуточными членами между сурьмяными и висмутовыми сульфосолями свинца. В отличие от преимущественно моноклинных мышьяковых и сурьмяных представителей сульфосолей свинцово-вис-



Фиг. 162. Структура и форма кристалла галенобисмутита.
Крупные кружки — висмут; затемненные кружки — свинец; маленькие кружки — сера (по Викману).

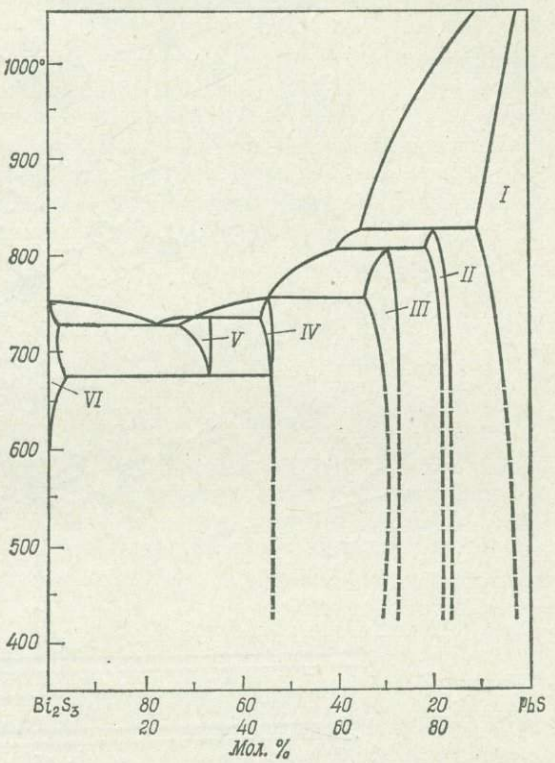
мутовые сульфосоли, подобно висмуту, почти всегда ромбические. Структуры свинцово-висмутовых сульфосолей подобны структуре висмутина, как показывает пример галенобисмутита, весьма сходного с висмутином (фиг. 162).

		Пространственная группа	a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å
Висмутин	Bi_2S_3	*Pbnm*	11,15	11,29	3,98
Галенобисмутит	$PbBi_2S_4$	*Pnam*	11,67	14,50	4,08

Беегерит (крайний член ряда Bi_2S_3 — PbS), вероятно, кубический, хотя обнаруживает оптическую анизотропность и поэтому, возможно, ромбический. Подобно галениту обладает спайностью по {100}. Тв. 2—3. Цвет оловянно-белый или серовато-белый. В шлифах белый с желтоватым или голубоватым оттенком, с отчетливой до сильной анизотропией. Главные линии на рентгенограммах:

Устарасит 3,527(10) — 3,085(9) — 2,514(10) — 1,915(10) — 1,139(10)
Бончевит 3,50(10) — 3,08(8) — 2,78(6) — 2,50(5) — 1,939(8) — 1,733(6)
Галенобисмутит 3,70(5) — 3,48(10) — 2,49(8) — 2,23(6) — 1,929(5) — 1,726(3)
Козалит 3,42(10) — 2,95(10) — 2,09(5) — 2,02(7) — 1,905(4) — 1,792(7)
Лиллианит 3,36(8) — 2,97(5) — 2,89(10) — 2,76(7) — 2,13(9) — 2,03(10)

Минералы группы галенобисмутита относительно высокотемпературные, встречаются в гидротермальных или пневматолитовых жилах в ассоциации с другими висмутовыми и теллуровыми минералами золотоносных



Фиг. 163. Диаграмма состояния системы PbS — Bi_2S_3 (по Саланси). *I* — галенит с повышенным содержанием Bi; *II* — гунгаррит $Pb_4Bi_2S_7$, беегерит $Pb_6Bi_2S_9$; *III* — козалит $Pb_2Bi_2S_5$, гиссенит $Pb_8Bi_6S_{17}$, бурсаит $Pb_5Bi_4S_{11}$; *IV* — галенобисмутит $PbBi_2S_4$; *V* — бончевит $PbBi_4S_7$; *VI* — висмутин.

или сульфидных месторождений. Некоторые из этих минералов устойчивы, по-видимому, только при высоких температурах. При низких температурах они распадаются на фазы в соответствии с исходным составом (фиг. 163).

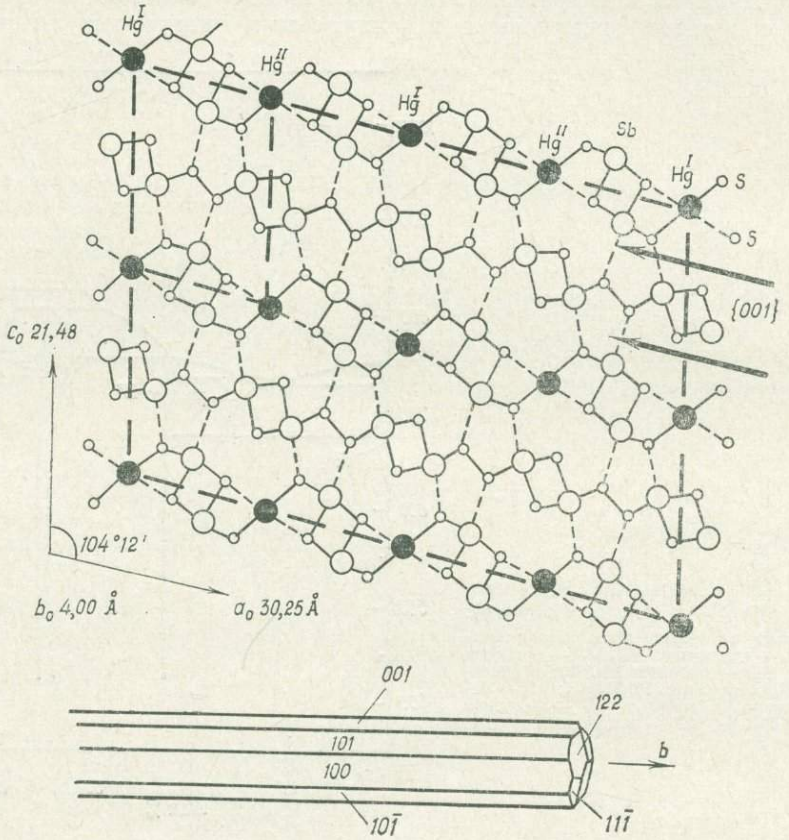
4. Группа лорандита

В группу входят следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.
Лорандит	$TlAsS_2$	$P2_1/a$	5,53
Врбаит	$TlAs_2SbS_5$	$Cmca$	5,30
Халькоталлит	$TlCu_3S_2$	?	6,6
Гатчит	$PbTlAgAs_2S_5$	$P\bar{1}$	?
Валлизит	$PbTlCuAs_2S_5$	$P\bar{1}$	
Гутчинсонит	$(PbTl)_2AgAs_5S_{10}$	$Pbca$	4,6
Цилиндрит	$Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$	?	5,46
Франкеит	$Pb_3Sn_3Sb_2S_{14}$	мон.	5,90
Ливингстонит	$HgSb_4S_8$	$A2/a$	5,00
Бертьерит	$FeSb_2S_4$	$Pnam$	4,64
Рагинит	$TlFeS_2$	мон.	

Первые три минерала встречаются в типичном низкотемпературном парагенезе с аурипигментом, реальгаром, пиритом и некоторыми другими

сульфидными минералами. Ливингстонит также известен в этом парагенезе. Он выделен по двухслойной структуре, один из слоев которой представлен пакетом $HgSb_2S_4$, а другой — $(Sb_4S_6)S_2$, параллельными {001}. Связь между слоями непрочная, что обусловливает совершенную спайность минерала по {001}. Кристаллы вытянуты вдоль оси *b* (фиг. 164). Лорандит и франкеит имеют совершенную спайность по {100} и {010} соответственно. Лорандит



Ф и г. 164. Структура (по Ницаки и Бюргеру) и форма кристалла ливингстонита.

и гутчинсонит красные, врбаит и ливингстонит, подобно другим членам группы, стально-серые до серовато-черных, в тонких шлифах красные. Тв. от 1,5—2 (гутчинсонит) до 3,5 (врбаит). Главные линии на рентгенограммах:

Лорандит 3,56(9) — 2,963(10) — 2,869(10) — 2,419(8) — 2,037(8) — 1,754(9)
Халькоталлит 2,99(10) — 2,44(9) — 1,89(8) — 1,59(7) — 1,175(6)
Гатчит 3,44(4) — 3,35(6) — 2,88(10) — 2,72(3) — 1,749(3)
Гутчинсонит 4,43(5) — 3,77(7) — 3,04(6) — 2,73(10) — 2,68(10) — 2,38(3)
Цилиндрит 3,15(2) — 2,89(10) — 2,03(6) — 1,81(6) — 1,455(3) — 1,290(2)
Франкеит 3,47(6) — 3,16(2) — 2,97(10) — 2,09(4) — 1,449(4)
Ливингстонит 3,73(7) — 3,47(7) — 2,99(10) — 2,27(6) — 1,729(5)
Бертьерит 3,62(9) — 3,15(9) — 2,83(9) — 2,60(10) — 1,99(7) — 1,87(8)

Врбаит найден в ассоциации с лорандитом, реальгаром, антимонитом и пиритом в месторождении Аллхар, Македония. Другой минерал таллия — гутчинсонит — встречается в Ленгенбахе, Швейцария. Цилиндрит обнаружен в виде цилиндрических агрегатов (отсюда его название) в рудниках Боливии в парагенезисе с франкеитом, пиритом и сфалеритом. Ливингстонит встречен в ассоциации с киноварью, антимонитом, серой и другими минералами в разных районах Мексики.

Галогениды

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

К классу галогенидов относятся примерно 90 минералов, представляющих собой соли галоидоводородных кислот HF, HCl, HBr и HI. Наиболее распространены хлориды Na, K, Mg и Pb, а также фториды Ca, Na и Al. Наряду с перечисленными выше весьма важными катионами минералов этого класса следует назвать также Cu, Ag, Hg, Fe, Mn и другие.

Галогены F, Cl, Br и I характеризуются большим сродством к электрону и поэтому являются одними из самых сильных окислителей.

	F	Cl	Br	I
Сродство к электрону, *ккал/моль*	95	86	84	74
Окислительно-восстановительный потенциал, *в*	+2,85	+1,36	+1,07	+0,53
Ионный радиус, Å	1,33	1,81	1,96	2,20

Из четырех галогенов наиболее распространен в земной коре хлор, затем следует фтор; бром и иод встречаются реже. Все галогены типично литофильные элементы. Они неизменно присутствуют в вулканических газах, из которых конденсируются и поступают в гидросферу.

Фтор — самый распространенный галоген изверженных пород, что видно из следующих цифр (*г/т*):

F	Cl	B	I
600	314	1,62	0,3

Ионный радиус фтора одинаков с ионным радиусом кислорода (O^{2-} 1,32 Å) и гидроксильной группы (OH^- 1,33 Å), благодаря чему между ними возможен изоморфизм в составе соответствующих минералов, таких, как роговая обманка, слюда, турмалин, апатит и др. Замещение иона хлора ионом фтора происходит редко, так как ион хлора характеризуется значительно большим размером. Фтор заметно концентрируется на более поздних стадиях магматической дифференциации. Особенно высокие содержания фтора отмечаются в пегматитово-пневматолитовых и гидротермальных минералах, к которым относятся топаз $Al_2[SiO_4]F_2$, амблигонит $LiAl[PO_4](F, OH)$ и селлаит MgF_2 в разнообразных сложных кремнефторидах, борофторидах, алюмофторидах, фторидах редких земель и наиболее важном из всех фторидов — флюорите. Некоторые продукты фумарольной деятельности содержат до 7% фтора.

Хлор входит в структуры минералов независимо от фтора, так как он обладает большим ионным радиусом и играет в них существенную роль в виде добавочного аниона (например, группы скаполита и содалита). Простые хлориды в изверженных породах не встречаются из-за высокой растворимости, но хлориды Fe, Mn, Mg, Al и других металлов существуют в виде продуктов фумарольной деятельности. Хлор играет важную роль в пневматолитовом и гидротермальном процессах, о чем свидетельствует присутствие его в составе жидких включений в кристаллах некоторых минералов (кварц, сфалерит и др.).

Фтор в экзогенных условиях относительно малоподвижен, поскольку он, как правило, соединяется с кальцием, образуя сравнительно устойчивый фторид CaF_2, в то время как хлор является подвижным элементом вследствие хорошей растворимости хлоридов щелочных металлов — наиболее распространенных соединений хлора в экзогенных условиях. В присутствии тяжелых металлов, таких, как Hg, Ag, Cu и Pb, некоторое количество хлора фиксируется на суше в виде менее растворимых хлоридов, но большая часть его выносится в морские бассейны. Морская вода содержит значительные количества хлора (19‰) при гораздо меньших количествах трех других галогенов. Относительная концентрация главных катионов и анионов в морской воде обычно такова:

$$Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} \quad \text{и} \quad Cl^- > SO_4^{2-} > CO_3^{2-}.$$

В водах материков эти соотношения обратны. Довольно много хлора попадает в морскую воду во время вулканических извержений в виде газов, образующихся при реакциях между хлоридами тяжелых металлов и водяным паром.

$$2FeCl_3 + 3H_2O = Fe_2O_3 + 6HCl.$$

По сравнению с фтором и хлором *бром* и *иод* — типично рассеянные элементы: в магматических условиях они не концентрируются в сколько-нибудь заметных количествах. Высокие концентрации этих элементов более вероятны при гидротермальном процессе, в ходе которого тяжелые металлы, такие, как Cu, Ag, Pb и Hg, могут вызвать осаждение брома и иода. При выветривании бром, подобно хлору, переходит в раствор, но часть его фиксируется в виде бромидов тяжелых металлов или адсорбируется почвой. Среднее содержание брома в почве составляет примерно 6,5 *г/т*, что значительно меньше содержания фтора — 140 *г/т*. В морской воде брома больше, чем фтора и иода (65 *г/т* брома по сравнению с 1,3 *г/т* фтора).

Иод присутствует в атмосфере в виде паров иода и под воздействием дождевой воды или путем прямой адсорбции концентрируется в почвах, которые содержат примерно 2 *г/т* иода. Из почв иод выщелачивается и выносится в моря, в которых находится примерно одна четвертая часть всего иода земной коры. В морской воде иод концентрируется главным образом водорослями, представляющими собой важный промышленный источник получения иода. Значительные количества иода концентрируются также в битуминозных породах и в месторождениях нитратов, аналогичных месторождениям Чили.

Фтор и иод в природе имеют по одному изотопу F^{19} и I^{127}; кроме того, для иода известно несколько неустойчивых радиоизотопов. Для хлора и брома известно по два устойчивых изотопа — Cl^{35}, Cl^{37} и Br^{79}, Br^{81}, а искусственным путем было получено еще несколько неустойчивых изотопов этих элементов. Распределение различных изотопов в составе соответствующих минералов из разных месторождений пока еще не исследовалось.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ

Галогениды являются типично ионными соединениями, как гомодесмическими, так и гетеродесмическими. При этом гетеродесмические структуры содержат тетраэдрические группы $[BF_4]$, как в ферручите $NaBF_4$ и авогадрите KBF_4, либо октаэдрические группы $[SiF_6]$ или $[AlF_6]$, как в гиератите K_2SiF_6 и криолите Na_3AlF_6 (фиг. 169, *а*). Согласно Пабсту (Pabst, 1950), алюмофторидные октаэдры могут соединяться через общие вершины в цепи, прерывистые и сплошные листы (фиг. 169) или прерывистые и сплошные каркасы аналогично кремнекислородным тетраэдрам в структурах силикатов. В октаэдрических группах алюминий может замещаться магнием.

Для гомодесмических соединений большое значение имеет возрастание поляризуемости различных анионов, вызывающее увеличение степени ковалентности связи в структуре, что видно из следующих примеров:

	Степень ковалентности связей, %	Растворимость, *моль/л*
AgF	10	Высокая
AgCl	24	$9{,}0 \cdot 10^{-6}$
AgBr	26	$4{,}5 \cdot 10^{-7}$
AgI	46	$1{,}0 \cdot 10^{-8}$

В составе природных галогенидов наиболее типичны катионы Al, Pb, Cu, Na, Ca, K и Mg; менее типичны — Ag, Hg, Fe, Mn, Si, NH_4, Bi, B, TR, и др. Известно примерно 50 хлоридов и 25 фторидов, остальные малочисленные представители этого класса относятся к бромидам и иодидам серебра и меди. Матлокит PbFCl, содержащий одновременно фтор и хлор, составляет исключение. Бисмоклит BiOCl изоструктурен с матлокитом ($P4/nmm$), несмотря на то что их катионы и анионы имеют разную валентность. В то же время для лавринонита Pb(OH)Cl характерна ромбическая структура ($Pcmm$), хотя по составу он ближе к матлокиту, чем бисмоклит. Галогениды, содержащие кислород или гидроксил, следовало бы рассматривать как минералы, переходные к окислам. Некоторые галогениды содержат также молекулы воды.

Большинство галогенидов — однокатионные соединения, меньшая их часть — двухкатионные, содержащие такие характерные пары, как K — Na, K — Mg, K — Ca и Pb — Cu, т. е. сочетания относительно больших и малых катионов. Размер ионов галогенов играет большую роль при определении характера образуемой кристаллической структуры. В соответствии с приближенным законом Грота [1] большинство галогенидов имеют высокосимметричные структуры, относящиеся к типам AX (галит, сфалерит и вюртцит) и AX_2 (флюорит и $CdCl_2$). Из 80 хорошо изученных галогенидов примерно 20 кристаллизуются в кубической сингонии (гексаоктаэдрический и гексатетраэдрический в. с.), около 15 — в гексагональной и тригональной сингониях, примерно 15 — в тетрагональной сингонии, а остальные — в ромбической и моноклинной сингониях. Триклинные галогениды не известны. Галогениды тяжелых металлов (преимущественно свинец), содержащие гидроксил и воду, как правило, обладают низкосимметричными структурами.

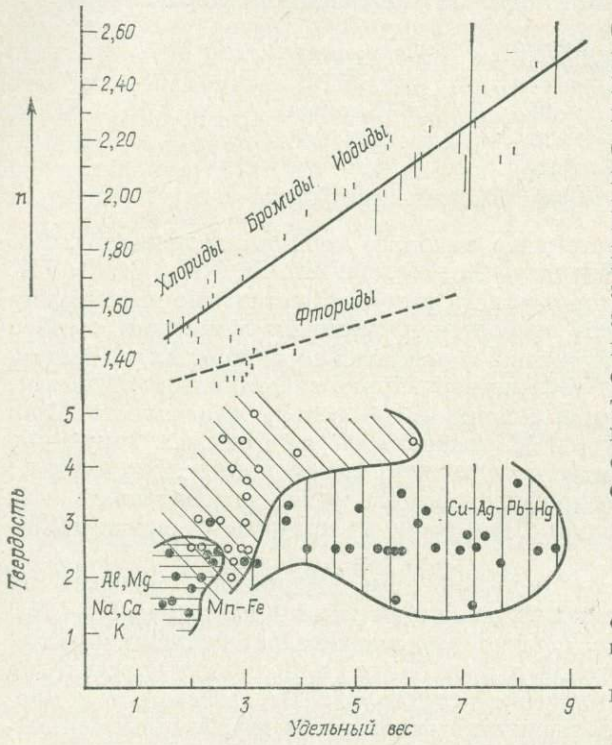
ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Изменения важнейших свойств галогенидов изображены на фиг. 165. Фториды обычно более твердые, чем хлориды, бромиды и иодиды, в то время как последние характеризуются более высокими показателями преломления по сравнению с фторидами. Самый твердый из всех галогенидов — селлаит MgF_2 (тв. 5), а наиболее мягкие и легкие — хлориды щелочных и щелочноземельных металлов; за ними следуют хлориды железа и марганца. Хлориды, бромиды и иодиды тяжелых металлов имеют твердость от 2 до 3 и наиболее высокие удельные веса, достигающие величины 8,73 в случае терлингуаита Hg_2OCl. Значительное число галогенидов изотропны или слабо анизотропны, особенно фториды, в то время как среди хлоридов, бромидов и иодидов встречаются представители с очень большим двупреломлением. Исключительно большим двупреломлением обладает каломель HgCl ($n_0 = 1{,}97$; $n_e = 2{,}66$; $n_e - n_0 = 0{,}69$).

Зависимость свойств от кристаллической структуры галогенидов можно проиллюстрировать на следующих примерах: виллиомит NaF и галит NaCl

[1] См. И. Костов, Кристаллография, «Мир», 1965.— *Прим. перев.*

изоструктурны, но меньший размер ионов фтора в структуре первого обусловливает его бóльшую плотность и немного более высокую твердость (3) по сравнению с галитом (тв. 2,5). Соответствующие им удельные веса равны 2,79 и 2,16. Несмотря на одинаковые межатомные расстояния (2,81 Å), структуры галита и иодирита AgI различны: иодирит характеризуется тетраэдрической координацией катионов, а галит — октаэдрической. Как следствие этого иодирит обладает пониженной твердостью. То же самое относится к виллиомиту и нантокиту CuCl, причем нантокит кристаллизуется с образованием структуры типа сфалерита.



Фиг. 165. Изменения удельного веса, твердости и показателей преломления галогенидов.
Кружки — фториды; точки — хлориды, бромиды и иодиды.

Изменения в симметрии и свойствах, обусловленные добавочными анионами и различными соотношениями основных компонентов, можно показать на примере следующих минералов:

		Пространственная группа	Оптический знак	Спайность
Каломель	HgCl	$I4/mmm$	+	{100}
Терлингуаит	HgCl·HgO	$C2/m$	—	{$\bar{1}$01}
Эглестонит	2HgCl·HgO	$Ia3d$	изотр.	
Котуннит	$PbCl_2$	$Pnam$	+	{010}
Лавринонит	$PbCl_2 \cdot Pb(OH)_2$	$Pcmn$	—	{101}
Фидлерит	$2PbCl_2 \cdot Pb(OH)_2$	$P2_1/a$	—	{100}
Пенфильдит	$3PbCl_2 \cdot Pb(OH)_2$	гекс.	—	{0001}

Галогениды щелочных и щелочноземельных элементов, так же как некоторые хлориды свинца и алюмофториды, обычно бесцветные или белые. Присутствие катионов Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+} и Cu^{2+} обусловливает зеленую, желтую, красную и голубовато-зеленую окраску. Галогениды тяжелых металлов Ag, Cu и Hg, как правило, желтые, в то время как двухметальные хлориды со свинцом и медью, а также гидроксильной группой — голубые или голубовато-зеленые (болеит, диаболеит).

КЛАССИФИКАЦИЯ

Благодаря различию свойств и генезиса фториды, с одной стороны, и хлориды, бромиды и иодиды, с другой, разделены на два подкласса. В последних выделены группы. В подклассе хлоридов, бромидов и иодидов группы объединены в ассоциации.

А. Фториды
1. Группа флюорита
2. Группа авогадрита — гиератита
3. Группа криолита
4. Группа геарксутита
5. Группа флюеллита

Б. Хлориды, бромиды и иодиды
а. Al-Mg-Fe-ассоциация
1. Группа лавренсита
2. Группа кемпита
б. Na-Ca-K-ассоциация
1. Группа галита
2. Группа карналлита
3. Группа эритросидерита
в. Cu-Pb-Hg-ассоциация
1. Группа нантокита — хлораргирита
2. Группа атакамита
3. Группа болеита
4. Группа котуннита — лаврионита
5. Группа каломели

Группа флюорита включает простые фториды, группа авогадрита — кремнефториды и борофториды, в то время как остальные группы в подклассе фторидов включают только алюмофториды.

А. ФТОРИДЫ

1. Группа флюорита

Эта группа представлена следующими минералами:

		Симметрия	Уд. в.	n_0
Виллиомит	NaF	$Fm3m$	2,79	1,327
Кароббиит	KF	$Fm3m$		1,362
Флюорит	CaF_2	$Fm3m$	3,18	1,434
Селлаит	MgF_2	$P4/mnm$	3,15	1,378
Флюоцерит	$(Ce, La)F_3$	$C6/mcm$	6,08	1,612
Нейборит	$NaMgF_3$	$Pcmn$	3,03	1,364
Гагаринит	$NaTRCaF_6$	$P6_3/m$	4,21	1,472

Первые два минерала имеют структуру типа галита, которая обусловливает их кубический габитус и совершенную спайность по {100}. Некоторые виллиомиты оптически одноосные, отрицательные, с сильным плеохроизмом (*No* — желтый, *Ne* — красный). Селлаит изоструктурен с рутилом (фиг. 214), цепочечным типом структуры объясняется его совершенная спайность по {110}, призматический вплоть до игольчатого габитус и положительный оптический знак ($n_e = 1{,}390$). Флюоцерит оптически отрицательный, спайность несовершенная. За исключением виллиомита и кароббиита, твердость которых составляет 2—2,5, другие минералы этой группы имеют твердость, изменяющуюся в пределах 4—5, т. е. самую высокую среди галогенидов. Главные линии на рентгенограммах описываемых минералов:

Виллиомит 2,32(10) — 1,644(10) — 1,340(9) — 1,038(8) — 0,945(7)
Кароббиит 3,08(7) — 2,66(10) — 1,88(9) — 1,54(8) — 1,191(8)
Флюорит 3,15(7) — 1,928(10) — 1,644(7) — 1,251(5) — 1,113(7)
Селлаит 2,568(10) — 1,469(10) — 1,450(9) — 1,283(9) — 1,192(10)
Нейборит 3,83(4) — 2,71(5) — 2,30(3) — 2,23(3) — 1,918(10) — 1,556(3)
Гагаринит 2,98(7) — 2,085(9) — 1,726(9) — 1,709(10) — 1,129(10) — 1,012(7)

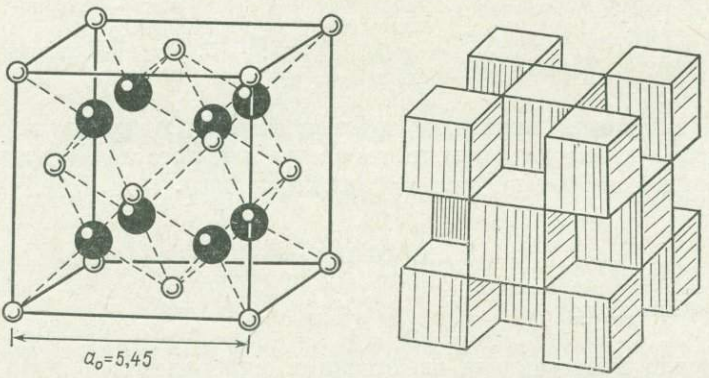
Названные выше минералы встречаются главным образом в пегматитово-пневматолитовых, гидротермальных и метасоматических месторождениях, при этом виллиомит обычно ассоциирует с нефелиновыми сиенитами (Кольский полуостров и острова Лос в Гвинее).

Флюорит CaF_2. Название произошло от слова fluore — течь, поскольку минерал используется в качестве флюса в металлургии.

Хлорофан (или *пиросмарагд*) представляет собой разновидность флюорита с зеленой фосфоресценцией. *Антозонит* — это темнофиолетовая разновидность флюорита, которая при трении пахнет озоном и HF. *Ратовкитом* называют грязный землистый флюорит.

Минерал содержит 51,33% Ca и 48,67% F; кальций может замещаться в разных количествах Y, Ce и другими редкоземельными элементами, в результате образуются *иттрофлюорит* и иттроцерит.

Кристаллохимическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fm3m$, $a_0 = 5{,}452$ Å, $Z = 4$. Его структура принимается за основу структурного типа с координацией 8 и 4, при этом восемь атомов фтора окружают один



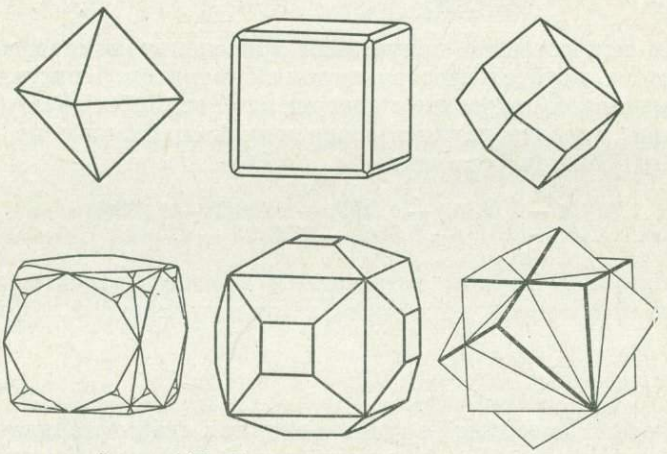
Фиг. 166. Структура флюорита (справа изображена при помощи полиэдров). Белые кружки — кальций; черные — фтор.

атом кальция, располагаясь по вершинам куба, а четыре атома кальция окружают один атом фтора, располагаясь по вершинам тетраэдра (фиг. 166). Ребро элементарной ячейки удлиняется, когда кальций замещается редкоземельными элементами. Габитус главным образом кубический или октаэдрический, реже — ромбододекаэдрический (фиг. 167, 168 и 13). Из других простых форм наиболее часто встречаются $e\{012\}$, $f\{013\}$, $m\{113\}$, $n\{112\}$, $q\{133\}$, $p\{122\}$, $s\{123\}$, $t\{124\}$ и $v\{137\}$. Очень часто наблюдается двойникование по [111], как правило, в виде сросшихся кубов (фиг. 167). Наблюдается также и массивный флюорит в форме шаровидных агрегатов, редко — столбчатый.

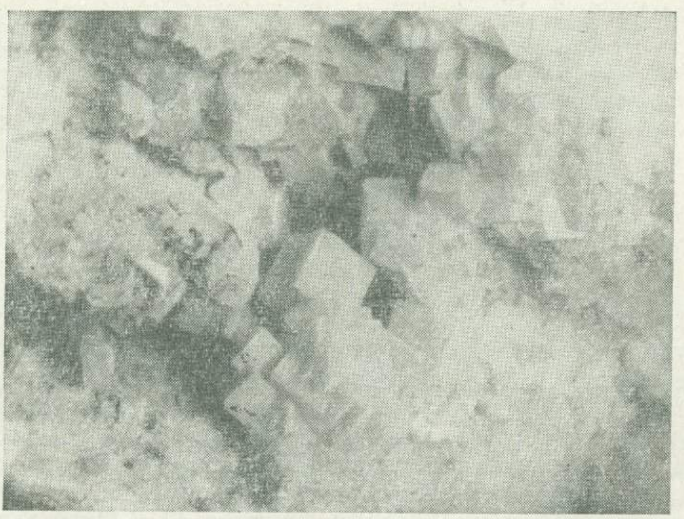
Физические свойства. Спайность по {111} совершенная благодаря слабым связям вдоль октаэдрических сеток структуры. Тв. 4. Уд. в. 3,18, а для иттриевых и цериевых разновидностей увеличивается до 3,3 и 3,6. Т. пл. 1360°. Направления скольжения {100} и [110]. Диамагнитный. Чистый флюорит бесцветный и водяно-прозрачный, со стеклянным блеском, но обычно он зеленый, фиолетовый, желтый и других окрасок, что обусловлено примесями или радиоактивными процессами. Темно-фиолетовые флюориты содержат повышенное количество стронция, а в зеленых разностях имеется немного самария. Редкоземельные элементы и некоторые тяжелые металлы, а также избыточные ионы кальция придают ему различные окраски. Флюорит является типичным флюоресцирующим минералом; при нагревании и после облучения ультрафиолетовым светом он фосфоресцирует. Считается, что

фиолетовая люминесценция обусловлена небольшими количествами европия, тогда как флюориты с примесью иттербия излучают желто-зеленый свет. $n = 1{,}43385$ (для желтого света); повышается до 1,457, если в состав минерала входит иттрий (*иттрофлюорит*).

Нахождение. Флюорит образуется в различных условиях и может считаться до некоторой степени полигенным минералом. В аплитовидных гранитах встречается флюорит магматического происхождения, а пегматитовое и пневматолитовое его происхождение устанавливается по ассоциации с топазом, касситеритом и другими пневматолитовыми минералами. Особенно часто флюорит образуется как продукт гидротермальной деятельности. Его возникновение в гидротермальных условиях обычно связано с воздействием фтористоводородной кислоты на породы, богатые кремнеземом; при этом вначале образуется H_2SiF_6, а затем взаимодействие ее с карбонатными породами вызывает осаждение флюорита. Высокие температуры благоприятствуют формированию кристаллов преимущественно октаэдрического габитуса, низкие — кубического и ромбододекаэдрического. Гидротермальные флюориты обычно богаты европием, тогда как пегматитово-пневматолитовые



Фиг. 167. Форма кристаллов флюорита.



Фиг. 168. Кубики флюорита, покрытые корочкой кварца, Родопы ($^4/_5$ натуральной величины).

флюориты не содержат этого элемента. В гидротермальных условиях флюорит часто псевдоморфно замещается кварцем или халцедоном (так называемый *кубаит*, когда первоначальный флюорит имел кубическую форму). Хорошо известны его месторождения в Англии (Дербишир и Северная Англия), в ГДР (Фрейберг), в Норвегии (Конгсберг), в США (Иллинойс и Кентукки), в Гренландии (Ивигтут) и др.

2. *Группа авогадрита — гиератита*

Эта группа минералов включает следующие борофториды и кремнефториды:

		Симметрия	Уд. в.	n_m (или n_0)
Авогадрит	$(K, Cs)BF_4$	$Pnma$	2,55	1,324
Ферручит	$NaBF_4$	$Bmmb$	2,50	1,301
Гиератит	K_2SiF_6	$Fm3m$	2,66	1,301
Криптогалит	$(NH_4)_2SiF_6$	$Fm3m$	2,00	1,369
Малладрит	Na_2SiF_6	$P\bar{3}m1$	2,71	1,309
Барарит	$(NH_4)_2SiF_6$	$P\bar{3}m1$	2,15	1,391

Известна искусственно полученная тригональная модификация гиератитового состава, которая изоструктурна с бараритом. Кристаллы гиератита и криптогалита октаэдрические с совершенной спайностью по {111}. Малладрит и барарит характеризуются совершенной спайностью по {0001}. Главные линии на рентгенограммах:

Гиератит 2,35(10) — 2,03(10) — 1,56(7) — 1,438(9) — 1,285(8)
Малладрит 4,42(9)—4,21(9) — 3,32(9) — 2,27(10) — 1,79(10)

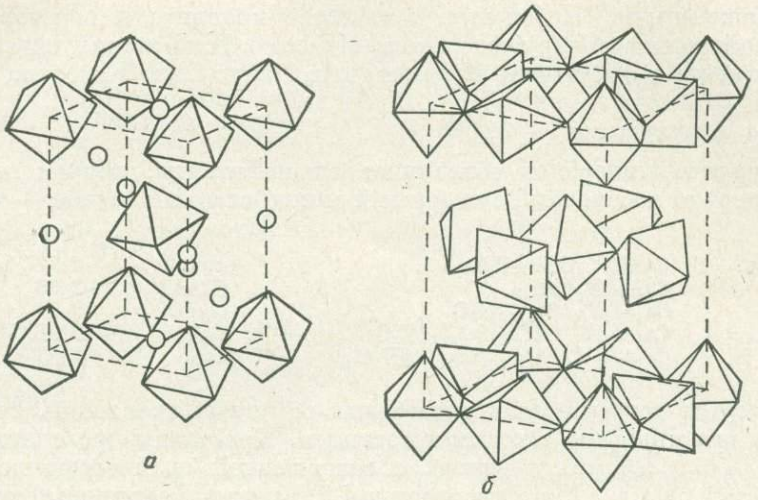
Минералы этой группы встречаются в виде продуктов фумарольной деятельности в кратерах некоторых вулканов (Везувий, Волкано).

3. *Группа криолита*

Все минералы названной группы являются алюмофторидами, в которых натрий играет роль наиболее характерного катиона. Исключение составляет флюеллит, представляющий собой фторид алюминия.

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Криолитионит	$Na_3Li_3[AlF_6]_2$	$Ia3d$	2,77	1,339
Криолит	$Na_3[AlF_6]$	$P2_1/n$	2,97	1,338
Эльпасолит	$K_2Na[AlF_6]$	$Pa3$	2,99	1,376
Пахнолит	$NaCaAlF_6 \cdot H_2O$	$C2/c$	2,98	1,411
Томсенолит	$NaCaAlF_6 \cdot H_2O$	$P2_1/c$	2,98	1,414
Ярлит	$NaSr_3Al_3F_{16}$	$C2/m$	3,80	1,433
Хиолит	$Na_5[Al_3F_{14}]$	$P4/mnc$	2,99	1,342
Веберит	$Na_2Mg[AlF_7]$	$Ibmm$	2,96	1,348
Ральстонит	$Na(Mg, Al)_6(F, OH)_{18} \cdot 3H_2O$	$Fd3m$	2,56	1,399
Болдыревит	$NaCaMg[AlF_5(F, H_2O)]_3$	куб.	?	?
Флюеллит	$AlF_3 \cdot H_2O$	$Fddd$	2,17	1,495
Усовит	$Ba_2MgAl_2F_{12}$	ромб.	4,18	1,442

Криолитионит имеет структуру типа граната с изолированными октаэдрическими группами $[AlF_6]$, связанными изолированными тетраэдрическими группами $[LiF_4]$. Другой пример структуры с изолированными группами $[AlF_6]$ представляет криолит (фиг. 169, *а*). Хиолит — это типичный алюмофторид со слоистым расположением связанных октаэдров $[AlF_6]$ (фиг. 169, *б*), чем объясняется его совершенная спайность по {001} и отрицательный оптический знак. Флюеллит, группы $[AlF_6]$ которого образуют каркас, изоструктурен с серой, вследствие чего он морфологически сходен с последней.



Фиг. 169. Схема структуры криолита (*а*) и хиолита (*б*) по Пабсту.

Криолитионит 4,39(10) — 3,053(9) — 2,224(10) — 1,978(10) — 1,621(9)
Криолит 4,47(7) — 3,87(7) — 2,75(9) — 2,33(8) — 1,939(10) — 1,568(8)
Эльпасолит 2,863(10) — 2,336(8) — 2,024(10) — 1,650(4) — 1,428(6)
Ярлит 3,18(9) — 3,10(6) — 2,97(7) — 2,15(7) — 1,992(4) — 1,812(6)
Хиолит 2,902(9) — 2,324(9) — 1,999(9) — 1,792(9) — 1,551(10) — 1,501(9)
Веберит 2,95(9) — 2,89(7) — 2,30(5) — 1,779(10) — 1,542(5) — 1,515(4)
Ральстонит 5,70(10) — 2,99(9) — 2,86(8) — 1,909(7) — 1,750(8) — 1,497(5)
Флюеллит 6,6(10) — 5,0(6) — 3,29(8) — 3,08(6) — 2,80(6) — 2,66(8)
Усовит 3,42(10) — 2,07(9) — 2,29(8) — 2,16(8) — 2,01(8)

Криолит Na_3AlF_6. Название происходит от греческих слов, означающих ледяной камень. Содержит 32,86% Na, 12,85% Al и 54,29% F.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/n$, $a_0 = 5{,}39$ Å, $b_0 = 5{,}59$ Å, $c_0 = 7{,}76$ Å, $\beta = 90°11'$, $Z = 2$. Его кристаллическая структура состоит из изолированных октаэдрических групп $[AlF_6]$ (фиг. 169). При температуре около 560° кристаллы криолита переходят в кубическую модификацию. Плоскость {110} моноклинной структуры соответствует грани псевдокуба, чем и объясняется полиморфное превращение. Встречается в форме кубовидных кристаллов, но чаще в виде массивных или грубозернистых агрегатов. Наиболее характерны следующие простые формы: *m* {110}, *c* {001}, *r* {011}, *v* {101}, *p* {111}, *s* {121}, *a* {100}. Грани призм исштрихованы в трех направлениях. Часто образуют сложные полисинтетические двойники.

Физические свойства. Спайность отсутствует, отдельность по {110} и {001}. Тв. 2,5. Уд. в. 2,97. Бесцветный или белый, но может быть окрашен примесями в красный, коричневатый вплоть до черного цвета. $n_p = 1{,}3376$, $n_m = 1{,}3377$, $n_g = 1{,}3387$ (Na-свет), $Nm = b$, $c \wedge Ng = 44°$, $(+)2V = 43°$. Кривая ДТА показана на фиг. 170.

Нахождение. Криолит — характерный минерал криолитовых пегматитов месторождения Ивигтут в западной Гренландии. Здесь вместе с криолитом встречаются микроклин, сидерит, кварц, флюорит, хиолит и топаз, а также небольшие количества сульфидов, касситерита, колумбита, вольфрама, циркона и слюды. Другие алюмофториды образуются за счет криолита: к ним относятся томсенолит, пахнолит, криолитионит, веберит, прозо-

пит а также ярлит. Небольшое количество криолита и некоторых других алюмофторидов обнаружено около Миасса в Ильменских горах, СССР; около Саллента в Пиренеях, Испания, и в Пайкс-Пик, Колорадо [1], США.

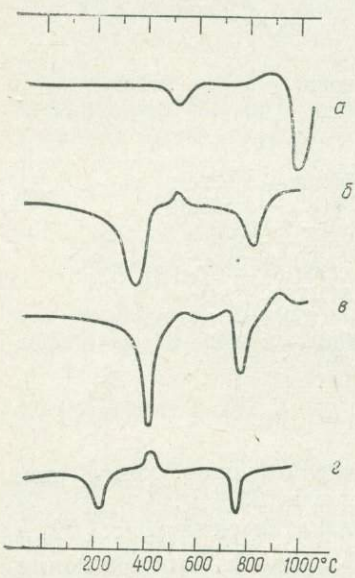
4. Группа геарксутита

Эта группа минералов объединяет алюмофториды, причем некоторые из них содержат добавочный сульфатный анион; главный катион — кальций.

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Геарксутит	$CaAl(F, OH)_5 \cdot H_2O$	мон.	2,77	1,454
Прозопит	$CaAl_2(F, OH)_8$	$C2/c$	2,89	1,503
Ярославит	$Ca_3Al_2F_{10}(OH)_2 \cdot H_2O$	ромб.	3,09	1,42
Кридит	$Ca_3Al_2(F, OH)_{10}[SO_4] \cdot 2H_2O$	Cc(?)	2,71	1,478
Чухровит	$Ca_3Al_2(Y, Ce)F_{13}[SO_4] \cdot 10H_2O$	куб.	2,35	1,440

Геарксутит встречается в виде белых округлых скоплений, состоящих из тонких игл минерала с косым погасанием. Кристаллы прозопита таблитчатые, с совершенной спайностью по {111} и твердостью 4,5. Кридит имеет игольчатую форму кристаллов с совершенной спайностью по {100}. Кривые ДТА геарксутита, кридита и чухровита приведены на фиг. 170. Главные линии на рентгенограммах:

Геарксутит 4,54(10) — 3,33(7) — 3,14(8) — 2,28(8) — 2,15(6) — 1,924(8)
Прозопит 4,35(10) — 3,06(5) — 2,13(6) — 1,909(5) — 1,833(6) — 1,809(8)
Кридит 7,3(9) — 6,9(9) — 5,79(8) — 3,92(9) — 3,48(10) — 2,161(9)
Чухровит 3,26(9) — 2,84(8) — 2,572(9) — 2,193(10) — 1,834(10)



Фиг. 170. Кривые ДТА.
а — криолита; *б* — геарксутита; *в* — кридита; *г* — чухровита.

Б. ХЛОРИДЫ, БРОМИДЫ И ИОДИДЫ

а. Al-Mg-Fe-ассоциация

1. Группа лавренсита

К минералам этой группы относятся

		Уд. в.	n_0 (n_m)
Хлоралюминит	$AlCl_3 \cdot 6H_2O$	?	1,560
Хлормагнезит	$MgCl_2$	2,33	1,675
Бишофит	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	1,60	(1,507)
Лавренсит	$FeCl_2$	3,16	1,567
Молизит	$FeCl_3$	2,90	?
Скаччит	$MnCl_2$	2,98	?

За исключением бишофита, моноклинного псевдотригонального, все остальные минералы этой группы кристаллизуются в тригональной сингонии в виде гексагональных табличек с совершенной спайностью по {0001}, низкой твердостью и оптически отрицательным знаком. Последнее объясняется слоистым типом структуры, аналогичной структуре $CdCl_2$. Названные

[1] Криолит — типичный акцессорный минерал альбит-рибекитовых гранитов. *Прим. перев.*

минералы встречаются в виде корочек, массивных или полосчатых агрегатов с белой (хлоралюминит, хлормагнезит, бишофит), розовой, красной и зеленой окрасками. Все они растворимы в воде. Главные линии на рентгенограмме бишофита 4,10(10) — 2,88(5) — 2,72(8) — 2,65(10) — 2,23(8) — 1,84(9).

Найден на Везувии.

2. Группа кемпита

В эту группу входят

		Уд. в.	n_m
Кадваладерит	$Al(OH)_2Cl \cdot 4H_2O$	1,66	1,513
Труделлит	$AlCl_3(OH)_4[SO_4] \cdot 10H_2O$	1,93	1,56
Кёненит	$Mg_5Al_2(OH)_{12}Cl_4$	1,98	1,52
Кемпит	$Mn_2(OH)_3Cl$	2,94	1,695

Кадваладерит образует желтые аморфные агрегаты. Труделлит также желтый и, верно, тригональный. Кёненит тригональный, с совершенной спайностью по {0001}; кемпит — ромбо-бипирамидальный и встречается в виде продуктов выветривания марганцевых месторождений.

б. Na-Ca-K-ассоциация

Геохимия

Эта ассоциация объединяет 12 минералов, в которых Na, K или Ca являются единственным или главным катионом; в их состав могут также входить катионы ассоциации Al-Mg-Fe. Широкая распространенность и большое промышленное значение галита NaCl, сильвина KCl и карналлита делают эту ассоциацию важной для щелочных металлов.

Из пяти щелочных элементов — Li, Na, K, Rb и Cs — натрий и калий являются наиболее распространенными. Их средние содержания в изверженных породах составляют 28 300 и 29 900 *г/т* соответственно, а для Rb, Li и Cs — всего лишь 310, 65 и 7 *г/т* соответственно. Примерно такими же величинами характеризуются и средние содержания названных элементов в земной коре. Геохимическое поведение этих элементов определяется главным образом размерами их ионных радиусов. Ионный радиус лития Li^+ (0,78 Å) равен ионному радиусу магния Mg^{2+}, благодаря чему между этими двумя элементами имеет место изоморфизм, особенно в структуре силикатов. Так как ион лития одновалентен, изоморфизм между ним и Mg^{2+} обычно осуществляется при пониженных температурах, и вследствие этого концентрация лития в позднемагматических продуктах повышается. Небольшая часть лития повторяет геохимический цикл натрия в эндогенных и экзогенных процессах. С другой стороны, рубидий и цезий имеют очень большие размеры ионов (Rb^+ 1,49 Å, Cs^+ 1,65 Å), сравнимые по величине с ионами калия, вследствие чего между этими элементами наблюдается геохимическое сродство. Соли калия, особенно хлориды и некоторые сульфаты, а также силикаты представляют собой наиболее важные источники рубидия и цезия.

Из-за высокой растворимости своих простых солей *натрий* и *калий* в эндогенных условиях, как правило, встречаются в составе более сложных соединений, особенно силикатов (полевые шпаты и подобные им минералы, слюды и др.) и алюмофторидов. Размеры их ионов значительны (Na^+ 0,98 Å, K^+ 1,33 Å), чем и объясняются повышенные координационные числа в соответствующих структурах, устойчивых при пониженных температурах. Таким образом, концентрация натрия и калия возрастает на поздних этапах магматической дифференциации, причем концентрация калия увеличивается

быстрее, что хорошо видно из следующих величин отношения Na/K для главных типов изверженных пород:

	Na/K
Габбро	2,55
Диориты	1,43
Гранодиориты	1,20
Граниты	0,76

При выветривании пород натриевые и калиевые минералы разлагаются, и эти два элемента попадают в моря и озера в виде растворимых солей. Однако значительная часть калия задерживается в почве и поглощается растениями, чем и объясняется повышенная величина отношения Na/K = 30 для морской воды. В морских бассейнах часть калия расходуется на образование силикатов, таких, как глауконит и цеолиты, а другая часть осаждается в виде хлоридов и сульфатов вместе с аналогичными солями натрия при испарении морской воды.

Натрий и цезий имеют в природе по одному изотопу — Na^{23} и Cs^{133}, калий — три изотопа: K^{39}, K^{40} и K^{41}, из них K^{40} радиоактивный, а два других — стабильные. Для лития и рубидия известно по два изотопа: Li^6 и Li^7, Rb^{85} и Rb^{87}. Возможное фракционирование этих изотопов в различных минералах пока не изучено. Однако было установлено, что K^{41} легче входит в структуру цеолитов, чем K^{39}, несмотря на меньшую распространенность K^{41} (6,91%) по сравнению с K^{39} (93,08%) в земной коре.

1. Группа галита

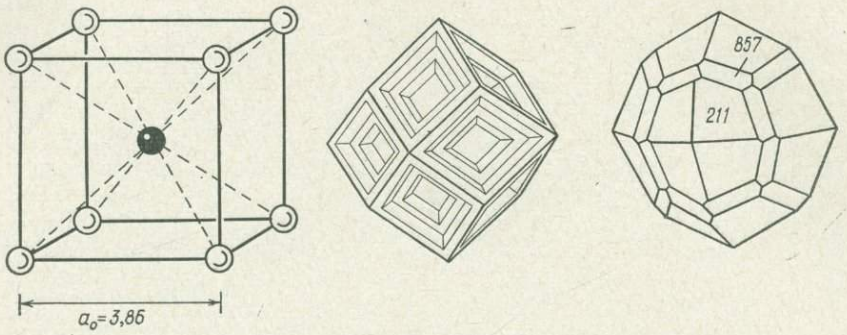
Эта группа минералов включает *галит* NaCl, *сильвин* KCl, *антарктицит* $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ и *нашатырь* NH_4Cl. Последний по своей морфологии относится к триоктаэдрическому в. с. и в то же время характеризуется структурой типа CsCl (фиг. 171). При температуре выше 184,3° нашатырь кристаллизуется с образованием структуры типа галита. Встречается он обычно в виде белых скелетных и дендритовых агрегатов или землистых корочек в районах вулканической деятельности. Тв. 1—2. Уд. в. 1,53. $n = 1{,}639$. Главные линии на рентгенограмме: 3,857(8) — 2,733(10) — 1,931(9) — 1,727(7) — 1,577(9) — 1,365(7).

Антарктицит гексагональный, встречается в виде игольчатых и столбчатых кристаллов в водоеме на Земле Виктории.

Галит NaCl. Название произошло от греческого слова, обозначающего море, так как извлекался из морской воды. Содержит 39,34% Na и 60,66% Cl. Часто включает примесь глины, сильвина, гипса, окислов железа и др. *Гидрогалит* — это хлорид натрия, содержащий воду, $NaCl \cdot 2H_2O$; он, вероятно, моноклинный, образуется при температуре ниже —5°.

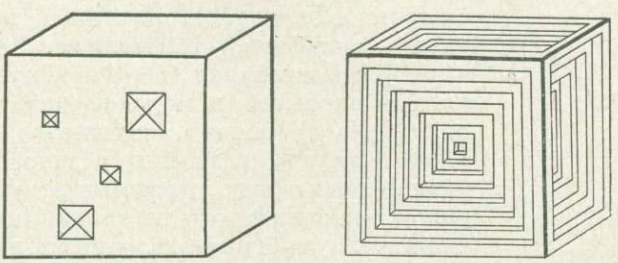
Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fm3m$, $a_0 = 5{,}627$ Å. $Z = 4$. Его структура была определена самой первой при помощи рентгеновских лучей и принята как структурный тип для ряда соединений AX с координационным числом шесть для атомов A и для атомов X (фиг. 3 и 133). Кристаллы галита почти всегда кубические, иногда со ступенчатыми гранями (фиг. 172 и 173). При помощи электронного микроскопа на плоскостях спайности кристаллов установлены спиральные дислокации и ступеньки, которые отражают механизм роста кристаллов (фиг. 174). Обычно он встречается в виде массивных или грубозернистых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 2,814(9) — 1,990(10) — 1,625(6) — 1.259(10) — 1,149(10) — 0,938(10).

Физические свойства. Направления в структуре кристалла с более слабыми связями объясняют проявление совершенной спайности по {001}. Тв. 2—2.5. Уд. в. 2,168. Т. пл. 804°. Обычно бесцветен, но свободные атомы

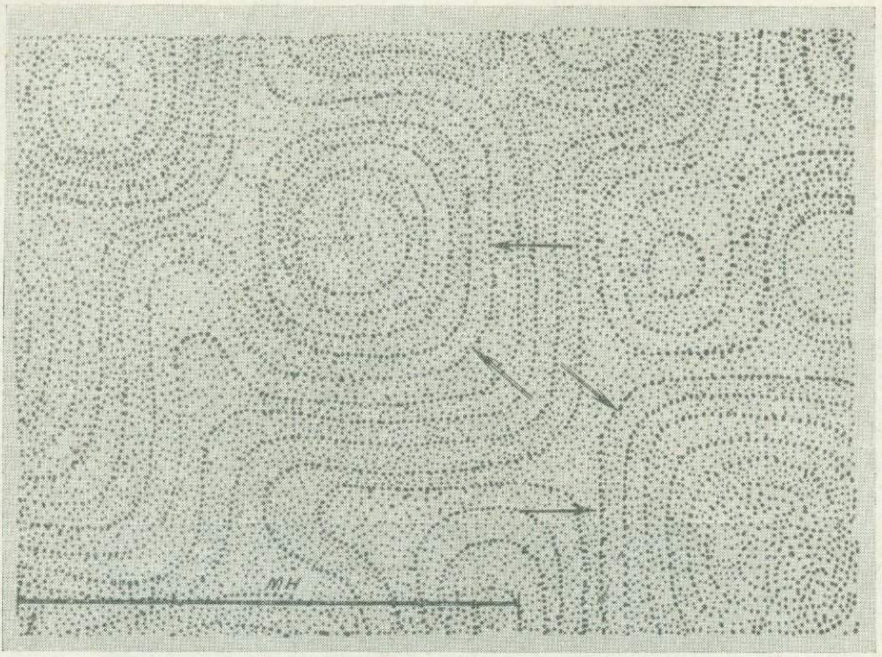


Ф и г. 171. Структура и форма кристаллов нашатыря.

Ф и г. 172. Галит из Велички ($^4/_5$ натуральной величины).

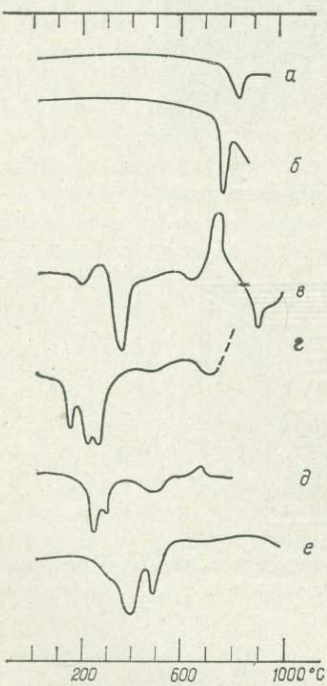


Ф и г. 173. Кубическая форма кристаллов галита с голоэдрическими фигурами травления и воронкообразный кристалл галита (справа).



Ф и г. 174. Левые и правые винтовые дислокации и ступеньки роста на плоскости спайности галита (Г. С. Грицаенко, Н. Д. Самотина).

натрия в структуре или другие факторы обусловливают глубокую фиолетовую, желтую, красную и другие окраски. $n = 1{,}54432$ (Na-свет). Проводит тепло. Парамагнитный. Кривая ДТА показана на фиг. 174.



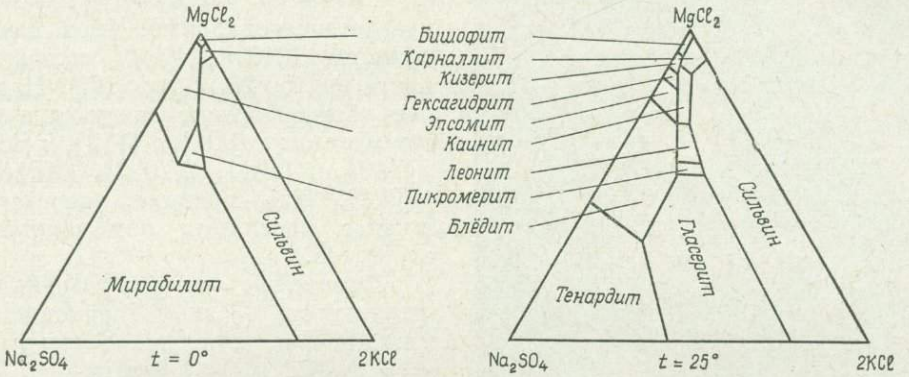
Ф и г. 175. Кривые ДТА.
а — галита; *б* — сильвина; *в* — нашатыря; *г* — бишофита; *д* — карналлита; *е* — атакамита.

Нахождение. Галит — это типичный хемогенный минерал, образующийся в результате испарения морской воды. Благодаря хорошей растворимости галита в воде его осаждение происходит при значительной концентрации натрия и хлора, что осуществляется в закрытых водных бассейнах с небольшим притоком пресной воды. Порядок отложения различных солей в таких бассейнах соответствует их растворимости, а именно: карбонаты — сульфаты — галогениды. Так как натрий и хлор представляют собой наиболее распространенные элементы в морской воде (55,1% Cl и 30,6% Na от общего количества растворенных солей), галит отлагается в широких пределах физико-химических условий в ассоциации с сильвином, карналлитом, несколькими другими хлоридами и сульфатами щелочных и щелочноземель-

ных элементов (фиг. 175). Хорошо известны следующие месторождения галита: Величка и Калуш (бывшая Галиция), Штасфурт в Саксонии, ГДР; Пенджаб в Пакистане; Луизиана и Мичиган в США и др. [1]

Сильвин KCl. Назван в честь химика [2]. Содержит 52,44% K и 47,56% Cl. Небольшие количества брома могут замещать хлор, но присутствие натрия всегда обусловлено примесью галита, так как натрий и калий изоморфно не замещают друг друга при низких температурах.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с., как и у галита, $a_0 = 6{,}277$ Å. Изоструктурен с галитом; его кристаллы кубические, но проявляют тенденцию к кубо-октаэдрическому габитусу. Для



Фиг. 176. Диаграмма устойчивости солей в морской воде при разных температурах.

сильвина характерно вхождение в его структуру оптически активных веществ, обусловливающих аксиальную симметрию фигур травления (фиг. 176). Обычно образует массивные и зернистые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме:

3,158(8) — 2,225(9) — 1,816(7) — 1,403(10) — 1,282(9) — 1,045(10)

Физические свойства. Совершенная спайность по {001}, как и у галита. Тв. 2. Уд. в. 1,99. Т. пл. 790°. Бесцветный или красный, голубой и желтый, подобно галиту. $n = 1{,}49031$ (Na-свет). Кривая ДТА показана на фиг. 174. Напоминает галит на вкус, но несколько более горький.

Нахождение. Ассоциирует с галитом, но вследствие большей растворимости он реже встречается в соляных месторождениях, а осаждается после отложения галита. Важные месторождения сильвина: Соликамск, СССР; Штасфурт, ГДР, и Нью-Мексико, США.

2. *Группа карналлита*

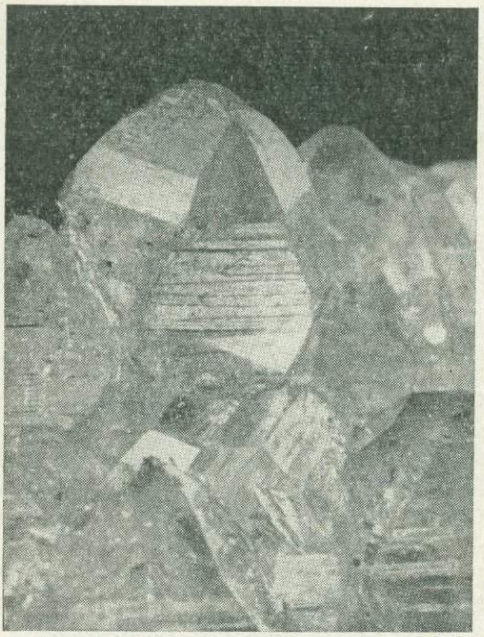
К этой группе относятся *карналлит* $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$, *хлорокальцит* $KCaCl_3$ и *тахгидрит* $CaMg_2Cl_6 \cdot 12H_2O$, из них только первый широко распространен. Хлорокальцит псевдокубический, вероятно, ромбический, встречается вместе с галитом, сильвином и гематитом в районе Везувия. Тв. 2,5—3, $n = 1{,}52$. Тахгидрид ромбоэдрический, характеризуется совершенной спайностью по $\{10\bar{1}1\}$ и восково-желтой окраской. Тв. 2. Уд. в. 1,667. $n_0 = 1{,}520$; $n_e = 1{,}512$. Главные линии на рентгенограмме: 3,80(8) — 3,09(9) — 2,87(7) — 2,60(10) — 2,04(7) — 1,90(6).

---

[1] В СССР: Славяно-Артемовское, Башкирское, Верхнекамское, Ангаро-Ленское, Старобинское и др.— *Прим. ред.*

[2] Голландский врач, химик Сильвия де ля Баш (1614—1672).— *Прим. перев.*

Карналлит $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$. Назван по имени немецкого горного инженера. Содержит 14,07% K, 8,75% Mg, 38,28% Cl и 38,90% H_2O. Бром может замещать некоторые количества хлора, а Rb, Cs, Tl и NH_4 — калий. Магний может замещаться закисным железом Fe^{2+}, которое при окислении выделяется в гематитовую фазу в кристаллах карналлита.



Фиг. 177. Карналлит из Штасфурта (× 1,6).

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pban*, $a_0 = 9{,}54$ Å, $b_0 = 16{,}02$ Å, $c_0 = 22{,}52$ Å. $Z = 12$. Кристаллы псевдогексагональные, угол между гранями {010} и {110} составляет почти 60° (59°20′) (фиг. 177). Наиболее обычны также следующие простые формы: *c* {001}, *o* {112}, *k* {111}, *s* {113}, *i* {101}, *d* {023}, *e* {011} и *f* {021}. Как правило, встречается в виде массивных или зернистых агрегатов.

Физические свойства. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Тв. 2,5. Уд. в. 1,602. Бесцветный; $n_p = 1{,}466$, $n_m = 1{,}475$, $n_g = 1{,}494$; $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$; (+) $2V = 70°$. На вкус горький. Кривая ДТА показана на фиг. 174.

Нахождение. По мере испарения морской воды при обычных температурах кристаллизуется карналлит, являющийся в этих условиях наиболее важным хлоридом калия. Однако большинство соляных месторождений богаче сильвином, который, вероятно, образуется за счет карналлита из остаточных растворов. Встречается на месторождениях сильвина.

3. Группа эритросидерита

К этой группе минералов относятся двухметальные хлориды, причем в них неизменно присутствует калий в качестве одного из главных катионов.

		Симметрия	Уд. в.	n_m (n_0)
Эритросидерит	$K_2FeCl_5 \cdot H_2O$	*Pnma*	2,37	1,75
Дугласит	$K_2FeCl_4 \cdot 2H_2O$	?	?	1,488
Митчерлихит	$K_2CuCl_4 \cdot 2H_2O$	*P4/mnm*	2,41	1,636
Риннеит	$K_3NaFeCl_6$	*R3c*	2,35	1,588
Хлорманганокалит	K_4MnCl_6	триг.	2,31	1,59

При замещении калия в эритросидерите ионами аммония NH_4^+ образуется псевдооктаэдрический минерал *кремерзит*. За исключением митчерлихита, который характеризуется голубой окраской и оптически отрицательным знаком, другие минералы — красные, розовые и зеленые (риннеит) и оптически положительные. Они встречаются на Везувии, а также в некоторых соляных месторождениях.

в. Cu-Pb-Hg-ассоциация

1. Группа нантокита — хлораргирита

Минералы названной группы представлены безводными хлоридами, бромидами и иодидами меди и серебра.

		Симметрия	Уд. в.	n
Нантокит	CuCl	$F\bar{4}3m$	4,14	1,930
Маршит	CuI	$F\bar{4}3m$	5,60	2,346
Миерсит	(Cu, Ag)I	$F\bar{4}3m$	5,68	2,200
Хлораргирит	AgCl	$Fm3m$	5,55	2,071
Бромаргирит	AgBr	$Fm3m$	6,47	2,253
Иодаргирит	AgI	$C6mc$	5,69	2,22

Хлораргирит и бромаргирит образуют между собой твердые растворы, их смешанные кристаллы носят название *эмболит*. Минералы этой группы обнаруживаются в виде желтоватых и желтовато-коричневатых продуктов выветривания сульфидов и сульфосолей серебра (фиг. 178, *г*) в пустынных районах, таких, как Атакама в Чили и Брокен-Хилл в Новом Южном Уэльсе. Их твердость колеблется от 1,5 (йодаргирит) до 2,5. Главные линии на рентгенограммах:

Нантокит 3,12(10) — 1,91(9) — 1,63(8) — 1,24(4) — 1,104(3)
Маршит 3,49(10) — 2,15(10) — 1,824(10) — 1,382(8) — 1,241(8)
Миерсит 3,72(6) — 3,23(10) — 2,28(8) — 1,924(8) — 1,489(2)
Хлораргирит 2,80(10) — 1,97(10) — 1,67(7) — 1,61(7) — 1,245(8)
Бромаргирит 2,88(10) — 2,03(9) — 1,66(6) — 1,289(8) — 1,178(7)
Иодаргирит 3,75(3) — 2,32(6) — 1,968(6) — 1,704(3) — 1,504(3)

2. Группа атакамита

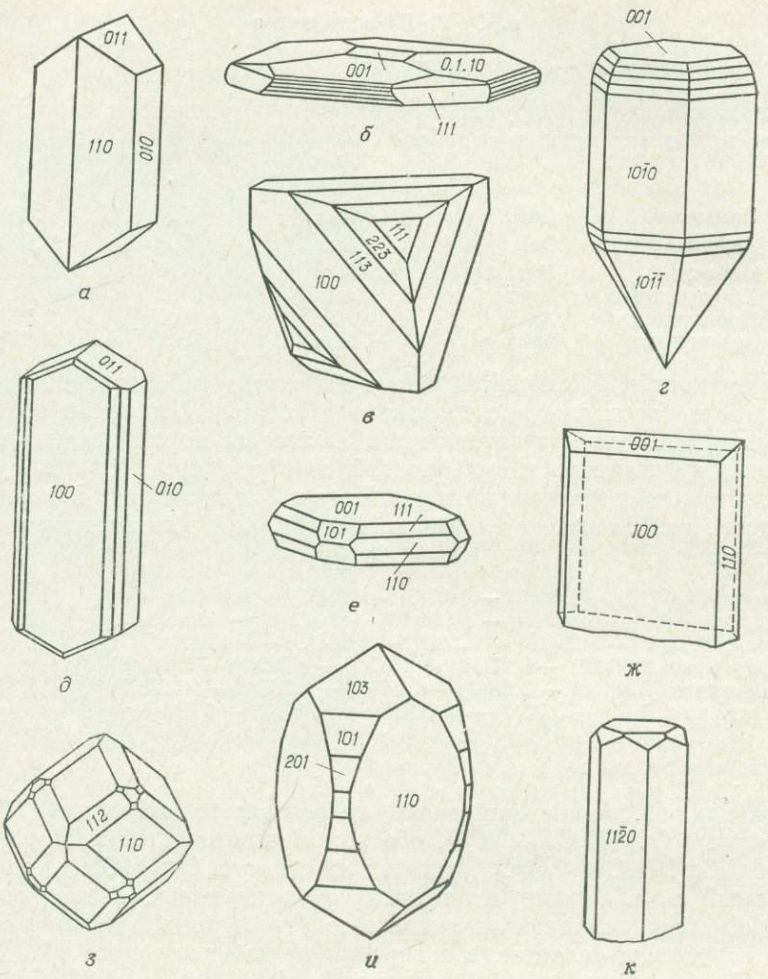
К названной группе минералов относятся: *эриохальцит* $CuCl_2 \cdot 2H_2O$ и *кальюметит* $Cu(OH,Cl)_2 \cdot 2H_2O$, оба ромбо-дипирамидального в. с. *Pmnb*; *антониит* $Cu(OH,Cl)_2 \cdot 3H_2O$, монокл.; *атакамит* $Cu_2Cl(OH)_3$, ромбо-дипирамидальный в. с. *Pmnb*; *паратакамит*, тригонально-скаленоэдрический в. с., и *боталлакит*, призматический в. с., триморфны с атакамитом. Эриохальцит голубовато-зеленый, с совершенной спайностью по {110}, тв. 2,5, уд. в. 2,47, показатели преломления: $n_p = 1{,}646$, $n_m = 1{,}685$, $n_g = 1{,}745$, $N_m = c$, $N_g = a$, $(+)\ 2V = 75°$. Атакамит зеленый и темно-зеленый, с совершенной спайностью по {010}, тв. 3—3,5, уд. в. 3,76; показатели преломления: $n_p = 1{,}831$, $n_m = 1{,}861$, $n_g = 1{,}880$; $N_m = a$, $N_g = c$; $(-)\ 2V = 75°$. Главные линии на рентгенограмме: 5,40(10) — 5,00(10) — 2,82(10) — 2,75(10)— 2,26(10) — 1,815(8). Кривая ДТА показана на фиг. 174, а форма кристаллов — на фиг. 178, *а*. Паратакамит похож на атакамит, но оптически положительный. Кальюметит и антониит голубые, почти одноосные, с $n_p = 1{,}666$ и 1,526, $n_g = 1{,}690$ и 1,602 соответственно; главные линии на рентгенограммах: 7,50(10) — 3,76(5) — 3,42(3) — 3,30(3) — 3,02(6) — 2,48(8) (кальюметит) и 5,87(10) — 5,17(4) — 4,14(7) — 3,99(6) — 3,44(6) — 2,87(6) (антониит).

Эти минералы встречаются преимущественно как продукты выветривания первичных медных минералов в засушливых районах, таких, как Атакама, Чили, и Кальюмет, Мичиган, США.

3. Группа болеита

К данной группе относятся хлориды меди, свинца и в меньшей мере серебра. Их формулы не во всех случаях установлены точно.

		Уд. в.
Перцилит	$PbCuCl_2(OH)_2$	?
Диаболеит	$Pb_2CuCl_2(OH)_4$	5,42



Ф и г. 178. Формы кристаллов атакамита (*а*), диаболеита (*б*), маршита (*в*), иодирита (*г*), котуннита (*д*), матлокита (*е*), паралаурионита (*ж*), эглестонита (*з*), каломели (*и*) и пенфильдита (*к*).

Хлороксифит	$Pb_3CuO_2Cl_2(OH)_2$	6,93
Куменгит	$Pb_4Cu_4Cl_8(OH)_8 \cdot H_2O$	4,67
Псевдоболеит	$Pb_5Cu_4Cl_{10}(OH)_8 \cdot 2H_2O$	4,85
Болеит	$Pb_9Cu_8Ag_3Cl_{21}(OH)_{16} \cdot 2H_2O$	5,05

За исключением хлороксифита, который характеризуется моноклинной симметрией и зеленой окраской, все остальные минералы этой группы тетрагональные, голубые или голубовато-зеленые. Диаболеит является типичным представителем минералов дитетрагонально-пирамидального в. с. *P4mm* (фиг. 178, *б*), тогда как другие минералы псевдокубические. Тв. 2,5 (болеит 3—3,5). Показатели преломления высокие (около 2,0), оптически отрицательный. Главные линии на рентгенограмме болеита: 4,40(10) — 3,83(10) — 3,13(10) — 2,69(10) — 2,38(10) — 2,32(10).

Образуется в результате выветривания первичных сульфидов и сульфосолей свинца и меди.

4. *Группа котуннита — лавриопита*

Эта группа минералов представлена главным образом оксигалогенидами свинца, которые образуются при выветривании сульфидов и сульфосолей свинца и реже висмута и сурьмы.

		Симметрия	Уд. в.
Котуннит	$PbCl_2$	*Pnam*	5,80
Лореттоит	$Pb_7O_8Cl_2$	тетр.?	7,39
Мендипит	$Pb_3O_2Cl_2$	ромб.	7,24
Матлокит	$PbFCl$	$P4/nmm$	7,12
Заварицкит	$BiOF$	$P4/nmm$	8,34
Бисмоклит	$BiOCl$	$P4/nmm$	7,72
Лавриопит	$Pb(OH)Cl$	*Pcmm*	6,24
Паралаурионит	$Pb(OH)Cl$	$C2_1/m$	6,15
Пенфильдит	$Pb_2(OH)Cl_3$	гекс.	6,61
Фидлерит	$Pb_3(OH)_2Cl_4$	$P2_1/a$	5,88
Бликсит	$Pb_4O_3Cl_2$	ромб.	7,35
Надорит	$PbSbO_2Cl$	*Cmcm*	7,02
Перит	$PbBiO_2Cl$	*Bmmb*	8,16

Псевдокотуннит K_2PbCl_4 недостаточно изучен, встречается вместе с котуннитом и тенорптом как продукт фумарольной деятельности на Везувии. *Добреит* представляет собой бисмоклит, в котором часть хлора замещена гидроксилом. Матлокит, бисмоклит и добреит имеют слоистую структуру, обусловливающую совершенную спайность по {001} и оптически отрицательный знак. У надорита совершенная спайность по {010}. Все они белые или желтоватые, мягкие (тв. 2,5—3,5), с высокими показателями преломления (от 2 до 2,4). Главные линии на рентгенограммах:

Котуннит 3,57(10) — 2,76(8) — 2,49(9) — 2,146(9) — 2,087(9) — 1,399(9)
Матлокит 3,54(10) — 2,89(7) — 2,69(7) — 2,25(8) — 2,07(7) — 1,77(8)
Заварицкит 1,141(9) — 1,108(9) — 1,037(9) — 1,028(10) — 1,025(10)
Бисмоклит 3,45(10) — 2,67(9) — 1,69(7) — 1,57(9) — 1,263(7) — 1,225(9)
Бликсит 3,88(8) — 2,93(10) — 2,83(6) — 2,12(6) — 2,04(6) — 1,660(8)
Перит 3,77(8) — 2,86(10) — 2,07(7) — 1,620(9) — 1,251(8) — 1,158(7)

5. *Группа каломели*

Данная группа минералов состоит исключительно из хлоридов ртути, при этом некоторые из них содержат добавочный сульфатный анион. Минералы названной группы часто ассоциируют с киноварью и самородной ртутью.

		Симметрия	Уд. в.
Каломель	$HgCl$	$I4/mmm$	7,15
Эглестонит	Hg_4OCl_2	$Ia3d$	8,33
Терлингуаит	Hg_2OCl	$C2/c$	8,73
Мозезит	$Hg_2NCl \cdot H_2O$	$F\bar{4}3m$	7,72
Клейнит	$Hg_2N(Cl, SO_4) \cdot xH_2O$	$P6_3/mmc$	8,00

Эглестонит изоструктурен с гранатом и в соответствии со своей объемноцентрированной кубической элементарной ячейкой является ромбододекаэдрическим (фиг. 178, *з*), в то время как мозезит октаэдрический. За исключением каломели, для которой характерна белая окраска, другие минералы этой группы желтые, довольно мягкие (тв. 2,5—3,5, каломель — 1,5), с высоким показателем преломления (2—2,6). Каломель также отличается очень высоким двупреломлением ($n_0 = 1{,}973$, $n_e = 2{,}656$) и кирпично-красной флюоресценцией в ультрафиолетовых лучах. Главные линии на рентгенограммах:

Каломель 4,16(10) — 3,17(10) — 2,06(10) — 1,97(10) — 1,73(8) — 1,478(10)
Эглестонит 4,02(8) — 3,27(10) — 2,538(19) — 1,887(10) — 1,707(6) — 1,343(8)
Терлингуаит 4,18(4) — 3,26(10) — 2,814(6) — 2,506(10) — 1,966(4) — 1,768(6)
Мозезит 5,51(8) — 2,87(10) — 2,757(10) — 2,201(6) — 1,621(6) — 1,438(8)
Клейнит 3,88(6) — 2,914(10) — 2,615(10) — 2,013(6) — 1,434(4) — 1,242(4)

Окислы и гидроокислы

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Известно около 150 минералов, представляющих собой окислы или гидроокислы металлов, реже — полуметаллов и металлоидов. Они составляют примерно 5% от общего веса литосферы. Сюда не входит свободная SiO_2, существующая в виде кварца и его разновидностей, которая по своей кристаллохимии и парагенезису тесно связана с силикатами и поэтому включена в их класс.

Кислород играет чрезвычайно важную роль в земной коре, особенно в ее поверхностной части. Кислород — наиболее распространенный элемент литосферы, он слагает 91,83% ее объема или 49,13% ее веса. Типично литофильный характер кислорода подтверждается постепенным возрастанием его количества от глубинных к поверхностным частям земной коры. Гидросфера содержит 86% кислорода, а атмосфера 23,15%. В состав изверженных пород входит в среднем 46,42% кислорода, при этом основные породы беднее им (габбро 45,11%) по сравнению с кислыми породами (гранит 48,53%). В процессе кристаллизации магмы сначала формируются минералы с меньшим количеством кислорода (ортосиликаты Mg и Fe), а затем — минералы с большим количеством этого элемента. Образование магнетита Fe_3O_4, постоянного акцессорного минерала изверженных пород, обусловлено относительно низкой концентрацией кислорода на ранних этапах магматической кристаллизации. Уменьшение количества кислорода в более глубоких частях земной коры иллюстрируется и превращением таких высоковалентных окислов марганца, как пиролюзит, MnO_2, в низковалентные окислы марганца, такие, как браунит, манганит и гаусманит, когда экзогенные месторождения марганца претерпевают метаморфизм.

Периодические изменения концентрации кислорода могут быть установлены по парагенетическим ассоциациям гипогенных минералов, которые возникают в результате химических реакций, происходящих между гипогенными растворами и вмещающей породой или ранее существовавшими минералами. Типичным примером подобного явления служит процесс мушкетовитизации или превращение гематита Fe_2O_3 в магнетит Fe_3O_4 при понижении концентрации кислорода. Обратный процесс мартитизации сводится к образованию псевдоморфоз гематита по магнетиту, называемых мартитом.

Кислород имеет три устойчивых изотопа O^{16}, O^{17} и O^{18}, которые, по-видимому, совместно участвуют в процессе минералообразования. Распространенность этих трех изотопов составляет соответственно 99,76%, 0,042% и 0,198%, при этом величина отношения O^{16}/O^{18} представляет интерес как мера фракционирования этих двух изотопов при различных геологических процессах. Минералы, обогащенные легким изотопом O^{16}, обычно образуются на бóльших расстояниях от первоначального источника, чем минералы, обогащенные тяжелым изотопом O^{18}. Изотопное отношение O^{16}/O^{18} для метаморфических пород меньше, чем для изверженных пород и может быть использовано как критерий для установления генезиса этих пород. В экзогенных условиях (выветривание и осадконакопление) происходит обогащение тяжелым изотопом O^{18}, который предпочтительно концентрируется в карбонатах.

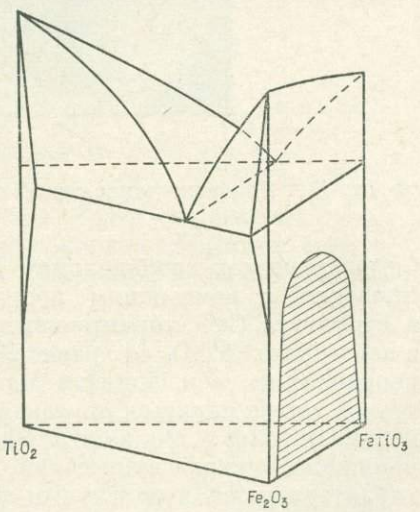
Особые свойства *воды*, выступающей в роли агента при образовании окислов, сближают ее с кислородом. Молекулы воды состоят из атомов кислорода и ионов водорода (протонов), которые асимметрично располагаются в электронных оболочках атомов кислорода, в результате чего возникают диполи. Ион водорода сам по себе не существует, но может образовать с молекулой воды относительно устойчивый комплексный ион оксония: $H^+ + H_2O = H_3O^+ + 200$ *ккал*. Последний, по-видимому, играет важную роль при формировании минералов и входит в состав многих из них. Изменения концентрации ионов водорода (pH) имеют большое значение при гидролитическом разложении ряда природных соединений, которое приводит к возникновению окислов и гидроокислов. Наиболее частый случай гидролиза в природе — это превращение сульфата окиси железа, устойчивого при $pH < 3$, в гидроокись согласно реакции

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightleftarrows 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4.$$

Кроме величины pH, другим важным фактором при образовании окислов и гидроокислов является окислительно-восстановительный потенциал (Eh), который характеризует энергию окисления или отрыва электрона в обратимой реакции типа $Fe^{2+} \rightleftarrows Fe^{3+} + \bar{e}$. При повышенных температурах и значениях pH окислительно-восстановительный потенциал уменьшается, что ускоряет окисление системы.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ

В состав окислов и гидроокислов входят примерно тридцать элементов, из которых лишь менее половины играют значительную роль в минералах рассматриваемого класса. Наиболее многочисленны (около 50) окислы, содержащие железо. Затем следуют окислы ниобия и тантала, титана, марганца, кальция, редкоземельных элементов, сурьмы, алюминия, урана и свинца. Из оставшихся элементов Cu, Na, Th, Zr, V и Bi входят в состав 5—10 минералов, тогда как Be, Ni, Co, Si, Zn, Hg, Ba, K, Se и Te входят в состав менее 5 минералов. Большинство этих элементов типично литофильные. Халькофильные элементы, такие, как Cu, Zn, Pb, Cd и Hg, в сильноокислительных условиях обладают явной оксифильной тенденцией и многие из них являются компонентами урановых окислов и гидроокислов.

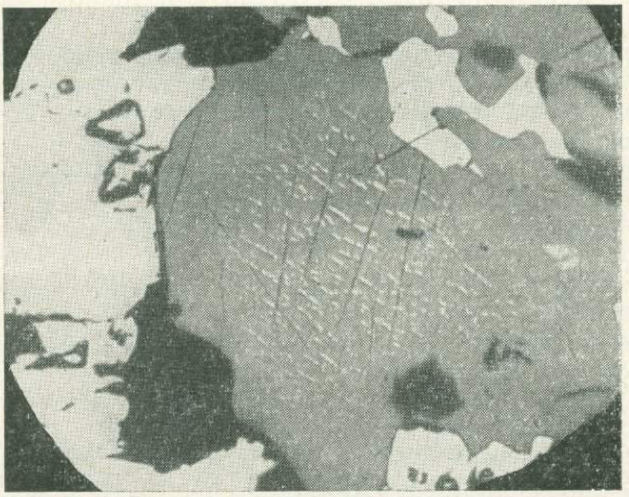


Фиг. 179. Диаграмма равновесия системы Fe_2O_3 — $FeTiO_3$ — TiO_2 (по Эдвардсу).

Состав окислов и гидроокислов, как правило, простой и представлен одним-двумя, реже — большим числом металлов в соединении с кислородом, гидроксильной группой или молекулами воды. Изоморфизм и сходство кристаллических структур делают возможным значительную смесимость для многочисленных представителей данного класса. Типичны в этом отношении минералы танталит $FeTa_2O_6$ и колумбит $FeNb_2O_6$, которые образуют смешанные кристаллы, устойчивые при всех температурах; в то же время Fe^{2+}, входящее в их состав, может замещаться Mn^{2+}. Минералы гематит Fe_2O_3, ильменит $FeTiO_3$ и рутил TiO_2 служат еще одним примером, Как показано на фиг. 179, при температурах выше 600° между гематитом и ильменитом существует непрерывный изоморфный ряд, тогда как пары ильменит — рутил и гематит — ру-

тил характеризуются эвтектическими взаимоотношениями. Понижение температуры приводит к несмесимости одного из компонентов в паре гематит — ильменит, который выделяется в виде мельчайших включений в другом компоненте (фиг. 180).

Основные структурные типы окислов и гидроокислов определяются в первую очередь способом расположения анионов кислорода и гидроксила и во вторую очередь — положением катионов, которые компенсируют заряд анионного каркаса. Двухвалентные ионы кислорода и одновалентные ионы гидроксила имеют одинаковые размеры (O^{2-} 1,32 Å, OH^- 1,33 Å); обычно они слагают плотнейшую кубическую или гексагональную упаковку, октаэдрические или тетраэдрические пустоты которой или то и другое одновременно заняты катионами. Координационное число последних чаще всего 6



Фиг. 180. Ильменит (темно-серый) с мельчайшими включениями гематита (по Рамдору).

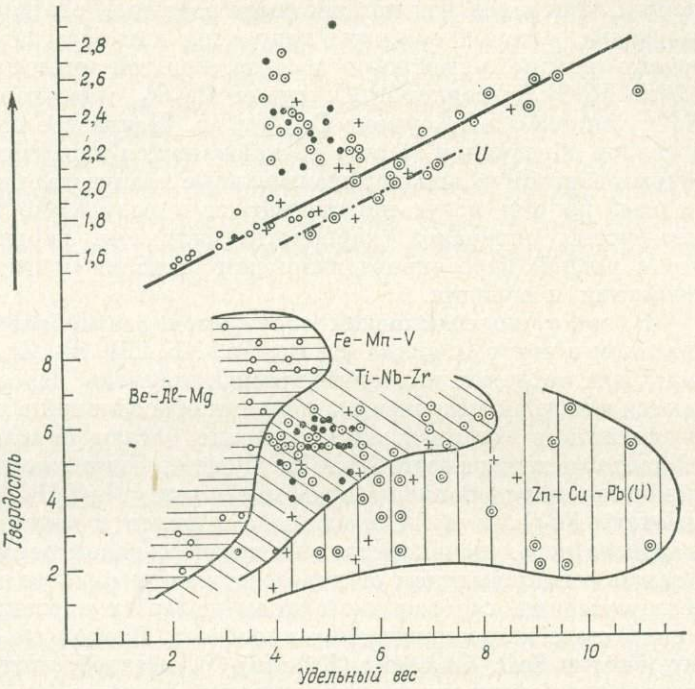
(октаэдрическая координация). Усложнения в составе и структуре окислов приводят к изменениям координационного числа. Например, кальций в структуре CaO характеризуется координационным числом 6, тогда как в перовските $CaTiO_3$ оно равно 12. Магний в периклазе MgO имеет шестерную координацию, а в шпинели $MgAl_2O_4$ — четверную. Вид химической связи атомов также является определяющим фактором для типа структуры и симметрии окислов. Сенармонтит Sb_2O_3 и корунд Al_2O_3 имеют сходные формулы, но первый минерал кубический, а второй — тригональный, при этом первый характеризуется ковалентным типом связи, а второй — ионным.

Подобно самородным элементам и сульфидам, окислы и гидроокислы обычно кристаллизуются в классах более высокой симметрии, преимущественно в кубическом, гексагональном или тригональном и тетрагональном. Многочисленны также ромбические окислы, но моноклинных значительно меньше. Существуют только два триклинных окисла: халькофанит $ZnMn_3O_7 \cdot 3H_2O$ и ванденбрандеит $CuUO_2(OH)_4$.

Большинство окислов и гидроокислов очень устойчивы, нерастворимы или только слаборастворимы в кислотах, особенно в соляной (в противоположность сульфидам, которые растворимы в азотной кислоте). Обычно они разлагаются при нагревании, если их смешать с пиросульфатом натрия и калия.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Изменения главных свойств окислов показаны на фиг. 181. Удельный вес находится в прямой пропорциональной зависимости от атомного веса преобладающих катионов и зависит от типа структуры. В результате из трех полиморфных модификаций TiO_2 — рутила, брукита и анатаза — первый обладает наибольшим весом — 4,23, затем следуют брукит (4,14) и анатаз (3,90), что соответствует более плотной структуре рутила по сравнению



Фиг. 181. Изменения удельного веса, твердости и среднего показателя преломления окислов и гидроокислов.

Кружки — главные катионы Be, Al и Mg; точки — Fe, Mn, V и Cr; кружки с точками — Ti, Nb, Ta, Zr, Sn; двойные кружки — Zn, Cu, Pb и U; крестики — окислы полуметаллов и металлоидов.

со структурами двух других минералов. От типа структуры зависит также твердость, что видно на примере окислов и гидроокислов алюминия, в которых изменения в структуре сопровождаются изменениями удельного веса и твердости

		Симметрия	Уд. в.	Тв.
Корунд	Al_2O_3	$R\bar{3}c$	4,02	9
Диаспор	$HAlO_2$	$Pbnm$	3,44	6,5
Бёмит	$AlOOH$	$Amam$	3,01	3,5
Гиббсит	$Al(OH)_3$	$P2_1/n$	2,40	2,5

Наблюдается тенденция уменьшения твердости с соответствующим увеличением удельного веса при переходе от окислов с небольшими катионами к окислам с крупными атомами или с молекулами воды. Ей может быть противопоставлена тенденция общего возрастания показателей преломления с увеличением удельного веса. Аномально высокие показатели преломления отмечаются у окислов, содержащих сильнопреломляющие (поляризующие) катионы, такие, как Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ti^{4+}, Zr^{4+}, Sn^{4+}, Pb^{2+} и Hg^{2+}. Эти минералы, за исключением кристаллизующихся в кубической сингонии, также обладают значительным двупреломлением, например, лепидокрокит FeOOH с $n_g - n_p = 0{,}57$ и гейкилит $MgTiO_3$ с $n_g - n_p = 0{,}26$ и др. Благодаря типично слоистой структуре лепидокрокит оптически отрицательный, с совершенной спайностью в одном направлении; рутил, характеризующийся цепо-

чечной структурой, оптически положительный, с совершенной спайностью по призме. Некоторые окислы, содержащие уран и торий, оптически изотропны и рентгеноаморфны (метамиктны).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Значительное число окислов представляет собой экзогенные продукты, возникающие при разложении гипогенных или ранее существовавших экзогенных минералов под воздействием вадозных растворов. К ним относятся минералы, которые содержат гидроксил или воду, а также некоторые безводные окислы, устойчивые в среде, богатой кислородом, например пиролюзит MnO_2, массикот PbO, сурик Pb_3O_4, платтнерит PbO_2, монтроидит HgO, тенорит CuO, куприт Cu_2O и др. Почти все окислы халькофильных металлов образуются за счет разложившихся первичных сульфидов. Аналогичным образом возникают значительные количества окислов и гидроокислов железа, но они могут накапливаться в результате выветривания других железистых минералов (карбонаты, силикаты, первичные окислы и др.). Это в равной мере справедливо для окислов и гидроокислов марганца, алюминия и ванадия.

В гипогенных условиях образуются разнообразные окислы, главным металлом в которых являются Be, Ta, Nb, TR, Sn, Zr, Fe и U. Такие минералы, как магнетит, ильменит, хромит, шпинель, перовскит и корунд, встречаются в виде акцессориев и отдельных обособлений в изверженных породах. Пегматитовые месторождения особенно богаты окислами названных выше элементов и прежде всего Nb и Ta. Существуют также типично гидротермальные окислы и гидроокислы, подобные бруситу $Mg(OH)_2$, пирохроиту $Mn(OH)_2$, гематиту Fe_2O_3 и др. Образование окислов в метаморфических условиях связано с переходом катионов из высшего валентного состояния в низшее, а также с их переходом от водосодержащих окислов к безводным. Важные месторождения, содержащие окислы железа и марганца, иногда возникают в результате метасоматических процессов. Некоторые окислы железа (гематит, вюстит FeO, биксбиит $(Fe, Mn)_2O_3$, псевдобрукит Fe_2TiO_5 и др.) представляют собой продукты фумарольной деятельности.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Окислы, подобно сульфидам, можно для удобства разделить на металлические, полуметаллические и металлоидные семейства, которые в свою очередь подразделяются на следующие ассоциации и группы:

А. Окислы и гидроокислы металлов

а. Be-Al-Mg-ассоциация
1. Группа хризоберилла
2. Группа шпинели
3. Группа корунда
4. Группа периклаза

б. Fe-Mn-V-ассоциация
1. Группа магнетита — хромита
2. Группа гематита
3. Группа биксбиита — манганита
4. Группа браунита — гаусманита
5. Группа пиролюзита — псиломелана
6. Группа монтрозеита

в. Ti-Nb-Zr-ассоциация
1. Группа рутила
2. Группа колумбита — танталита
3. Группа ильменита
4. Группа перовскита
5. Группа пирохлора
6. Группа эвксенита
7. Группа фергусонита

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация
1. Группа цинкита—тенорита
2. Группа платтнерита
3. Группа уранинита — беккерелита
4. Группа кюрита

Б. Окислы полуметаллов и металлоидов
1. Группа сенармонтита
2. Группа бистрёмита
3. Группа биндгеймита
4. Группа теллурита

Вода и лед исключены из классификационной схемы вследствие своей специфики, которая делает их объектом изучения специальных наук, таких, как метеорология и гидрология. Химически чистая вода содержит 88,89% кислорода и 11,11% водорода. Так называемая тяжелая вода состоит из тяжелых изотопов обоих элементов: $H_2^2O^{16}$ и $H_2^2O^{18}$ вместо $H_2^1O^{16}$. Лед имеет структуру типа вюртцита с $a_0 = 4{,}514$ Å и $c_0 = 7{,}352$ Å; кроме того, известны еще шесть различных полиморфных модификаций льда. Одна из них, устойчивая при температуре ниже —70°, характеризуется кубической структурой типа кристобалита с $a_0 = 6{,}36$ Å, две другие, устойчивые при высоких давлениях, ромбические, $C\,222_1$ и $I\,bam$ соответственно, с размерами элементарной ячейки, равными $a_0 = 7{,}80(10{,}20)$, $b_0 = 4{,}50(5{,}87)$ и $c_0 = 5{,}56(7{,}17)$ Å, $Z = 8(16)$ по сравнению с $Z = 4$ для кубической модификации. Семь модификаций льда имеют соответственно удельные веса: 0,92—1,12—1,03—1,13—1,09—1,13—1,50, при этом первый относится к обычному льду. Обычный лед оптически положительный с $n_0 = 1{,}309$ и $n_e = 1{,}310$. Кроме хорошо ограненных гексагональных призм и пирамид, лед образует дендритовые кристаллики (снежинки), зерна (град) и зернистые или компактные массы.

А. ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ МЕТАЛЛОВ

а. Be-Al-Mg-ассоциация

Геохимия

Эта ассоциация объединяет примерно 20 минералов, главные металлы в которых представлены бериллием, алюминием и магнием, реже Fe, Mn, Zn, Sn, Ti, Ca, Na и другими элементами. Три главных металла встречаются вместе в составе таафеита $BeMgAl_4O_8$. Эти металлы сходны в химическом отношении и, несмотря на некоторые различия в их распределении в земной коре, они входят в состав парагенетически родственных минералов, что особенно характерно для бериллия и алюминия, тогда как магний проявляет кристаллохимическое сходство с элементами ассоциации Fe-Mn-V и Ti-Nb-Zr. Рассматриваемые три элемента типично литофильные с ярко выраженным сродством к кислороду.

Бериллий — относительно редкий элемент в земной коре. Среднее содержание его в изверженных породах составляет примерно 6 *г/т*. Он концентрируется преимущественно на поздних стадиях магматической кристаллизации, особенно во время пегматитообразования. Ион бериллия очень маленький (0,34 Å) и поэтому в магматических условиях он стремится образовать тетраэдрические группы $[BeO_4]$, которые чередуются с тетраэдрическими группами $[SiO_4]$. Наиболее важный бериллиевый минерал берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ представляет собой типичный продукт пегматитовой деятельности; то же самое можно сказать об окислах бериллия: бромеллите BeO, хризоберилле $BeAl_2O_4$ и таафеите $BeMgAl_4O_8$. Некоторые количества бериллия концентрируются при метасоматических процессах, при этом определенные представители так называемых скарновых минералов — эпидот, гроссуляр и везувиан (идократ) — содержат более 1% BeO, тогда как метасоматические окислы железа содержат не более 100 *г/т* Be. Характерный бериллиевый минерал скарновых месторождений — гельвин $(Mn, Fe)_8[BeSiO_4]_6S_2$. Небольшие количества бериллия отмечаются в некоторых гидротермальных минералах.

В экзогенных условиях миграция бериллия во многих чертах напоминает миграцию алюминия. Сходство этих двух элементов возрастает благодаря почти одинаковым ионным потенциалам (Be 5,4, Al 5,3). Отсюда вытекает параллелизм их содержаний в глинах и других осадках, богатых алюминием.

В противоположность бериллию *алюминий* — наиболее распространенный элемент литосферы после кислорода и кремния. Среднее его содержание в изверженных породах составляет примерно 8%. Кислые породы, особенно имеющие в своем составе около 60% SiO_2, богаче алюминием. Распределение алюминия в земной коре в значительной мере обусловлено размером его ионного радиуса (0,57 Å), который в равной мере подходит и для шестерной (октаэдрической), и для четверной (тетраэдрической) координации. Алюминий в четверной координации замещает кремний (Si^{4+} 0,39 Å), а в шестерной — магний (Mg^{2+} 0,78 Å) и железо (Fe^{2+} 0,83 Å). Единственный минерал, содержащий алюминий в пятерной координации, это — андалузит Al_2SiO_5. Алюминий в значительной степени концентрируется при пегматитовых процессах, образуя, вероятно, комплексы типа $[AlF_6]$. Гидротермальные месторождения, как правило, лишены минералов алюминия, а если они и присутствуют (например, каолин, цеолиты, диаспор и т. д.), то представляют собой образования, возникшие за счет алюминия пород, через которые просачивались гидротермальные растворы.

Распределение алюминия в экзогенных условиях зависит от величины pH растворов; он осаждается при значении pH, близком к 7 (нейтральные), вместе с железом и кремнеземом. Гель гидроокиси алюминия $Al(OH)_3$ имеет положительный заряд и играет роль соосадителя для отрицательно заряженных коллоидов, например $Fe(OH)_3$, гидроокиси марганца и ванадия, гумусовых коллоидов, сульфидных гидрозолей и др.

Галлий очень похож на алюминий в геохимическом отношении, но его распространенность в земной коре чрезвычайно мала. Этим объясняется тот факт, что в настоящее время известен только один минерал галлия — галлит $CuGaS_2$. Ионный радиус Ga^{3+} (0,62 Å) по своему размеру близок к ионному радиусу Al^{3+}, что делает возможным изоморфизм между этими двумя катионами и маскировку галлия в минералах алюминия. Однако в противоположность алюминию галлий встречается в некоторых сульфидах (например, в сфалерите), проявляя тем самым слабо выраженную халькофильную тенденцию этого элемента. Гидроокись галлия обладает несколько более сильными основными свойствами по сравнению с гидроокисью алюминия, и поэтому она осаждается из растворов при немного более высоких значениях pH вместе с кремнистыми образованиями. Природная гидроокись алюминия содержит до 20 *г/т* галлия, а глинистые минералы — до 50 *г/т*.

Магний по распространенности элементов в земной коре занимает восьмое место после O, Si, Al, Fe, Ca, Na и K. Среднее его содержание в изверженных породах составляет 2,09%. Магний — также типично литофильный элемент с сильно выраженным сродством к кислороду, чем и объясняется отсутствие его природных сульфидов и аналогичных соединений. Магний с ионным радиусом Mg^{2+} 0,78 Å изоморфно замещает Fe^{2+}, которое имеет близкий к нему по размеру ионный радиус (0,83 Å). Магний — типичный элемент ультраосновных и основных изверженных пород. Его концентрация в ходе магматической дифференциации постепенно уменьшается, так что граниты и пегматиты очень бедны этим элементом. Выделение магния на ранних стадиях магматической кристаллизации обусловлено размером его иона, оптимальным для октаэдрического окружения ионами кислорода. Замещение магния в шестерной координации двухвалентным железом приводит к ослаблению химической связи и, следовательно, к понижению точки плавления и более поздней кристаллизации соответствующих минералов. Когда гидротермальные растворы воздействуют на вмещающие породы, богатые магнием, образуются характерные гидратированные минералы, такие, как серпентин, хлорит и брусит. Первые два представляют собой силикаты, а последний — гидроокись магния $Mg(OH)_2$.

В экзогенных условиях большое количество магния освобождается при выветривании гипогенных минералов и переносится в виде легко растворимых хлоридов и сульфатов в морские бассейны. Небольшая часть его в гипергенных условиях поглощается глинистыми минералами. Среднее содержание магния в морской воде составляет примерно 3,5% от общего количества растворимых солей; глинистые осадки содержат до 1,5% магния. Вследствие значительной растворимости своих солей магний осаждается в морских бассейнах только после интенсивного испарения и концентрирования.

1. Группа хризоберилла

К этой группе минералов относятся

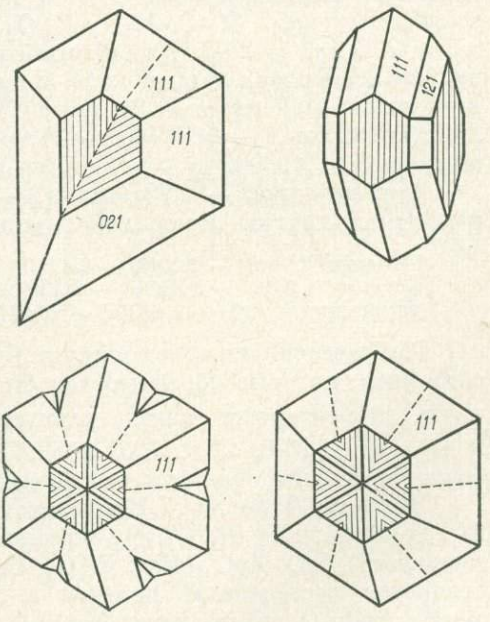
		Симметрия	Уд. в.
Бромеллит	BeO	$C6mc$	3,02
Сведенборгит	$NaSbBe_4O_7$	$C6mc$	4,29
Хризоберилл	$BeAl_2O_4$	$Pmnb$	3,75
Таафеит	$BeMgAl_4O_8$	$C6_32$	3,61
Мусгравит	$(Be, Mg, Fe)Al_2O_4$	триг.	3,7

Таафеит в кристаллохимическом отношении является переходным между хризобериллом и шпинелью $MgAl_2O_4$. Минералы твердые (тв. 8—9), с высокими показателями преломления (n 1,72—1,75). Главные линии на рентгенограммах:

Бромеллит 2,33(10) — 2,048(9) — 1,588(4) — 1,342(6) — 1,233(6) — 1,143(6)
Таафеит 3,36(4) — 2,61(6) — 2,43(10) — 2,05(8) — 1,476(6) — 1,428(8)
Мусгравит 2,40 (оч. сильн.) — 1,417 (оч. сильн.) — 2,05 (оч. сильн.) — 2,65 (сильн.) — 2,26(сильн.)

Хризоберилл $BeAl_2O_4$. Название произошло от греческого слова, указывающего на его золотисто-желтый цвет. Зеленая разновидность хризоберилла с небольшим количеством хрома называется *александритом* в честь русского царя Александра II. При искусственном освещении его окраска становится фиолетово-красной. *Цимофан*, или «кошачий глаз», представляет собой опалесцирующую разновидность. Содержит 19,71% BeO и 80,29% Al_2O_3 с переменными количествами (до 6%) Fe_2O_3.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. $Pmnb$, $a_0 = 5{,}47$ Å, $b_0 = 9{,}39$ Å, $c = 4{,}42$ Å, $Z = 4$. Структура состоит из атомов кислорода в гексагональной плотнейшей упаковке, тетраэдрические пустоты заняты бериллием, а октаэдрические — алюминием. Минерал изоструктурен с оливином $SiMg_2O_4$. В соответствии с псевдогексагональной структурой кристаллы его также псевдогексагональные; главные формы: $c\{001\}$, $m\{110\}$, $e\{010\}$, $o\{111\}$ и $n\{121\}$. Очень часто сдвойникован по {130}, при этом индивиды двойника или примыкают друг к другу, или взаимно прорастают (фиг. 182). $(010) \wedge (110) = 59°47'$, $(001) \wedge (031) = 54°41'$, $(001) \wedge (021) = 45°16'$.



Фиг. 182. Форма кристаллов хризоберилла.

Главные линии на рентгенограмме: 3,24(8) — 2,57(8) — 2,33(8) — 2,08(10) — 1,61(10) — 1,362(8).

Физические свойства. Несовершенная спайность по {110}. Тв. 8,5. Уд. в. 3,75. Цвет зеленый или желтый; $n_g = 1{,}753$, $n_m = 1{,}747$, $n_p = 1{,}744$, $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$, $(+)$ $2V = 70°$.

Нахождение. Хризоберилл — типичный минерал пегматитов. Встречается в гранитных пегматитах, в гнейсах и других метаморфических породах в тесной пространственной связи с пегматитовыми инъекциями. Парагенетические минералы: фенакит, берилл, турмалин, шпинель, колумбит, гранат, топаз и др. Наиболее известны его месторождения на Урале; в Южной Норвегии: в провинции Квебек, Канада; в штатах Коннектикут, Нью-Гэмпшир, Нью-Йорк и Колорадо в США. Около Гоулдена в Колорадо были найдены сдвойникованные кристаллы размером до 14 *см*. Вследствие высокой устойчивости к выветриванию хризоберилл концентрируется в россыпях, например, на Мадагаскаре и Цейлоне.

2. *Группа шпинели*

Кроме шпинелей с типовой формулой AB_2O_4 эта группа включает следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.
Гёгбомит	$Mg(Al, Fe, Ti)_4O_7$	триг.	3,81
Нигерит	$(Zn, Sn)(Al, Fe)_6O_{11}OH$	триг.	4,51
Гибонит	$(Ca, Ce)(Al, Fe, Ti)_{12}O_{18}$	$P6/mmc$	3,84
Гидрокалюмит	$Ca_2Al(OH)_7 \cdot 3H_2O$	$P2_1$	2,15
Мауритцит	$(Mg, Fe)_2(Fe, Al)_2O_5 \cdot 5H_2O$	?	?

За исключением гидрокалюмита, который довольно мягок (тв. 3) и имеет низкие показатели преломления ($n_m = 1{,}553$), другие минералы группы твердые (тв. 8—9) и характеризуются высокими показателями преломления ($n \approx 1{,}8$). *Майенит* $12CaO \cdot 7Al_2O_3$, кубический, похож на гранат, $n = 1{,}643$; *браунмиллерит* $4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3$, ромбический ($Pcmn$), $n_p = 1{,}98$, $n_m = 2{,}05$, $n_g = 2{,}08$. Два названные выше минерала обнаружены в мергелистых ксенолитах лавы у озера Лаашер, Эйфель. Главные линии на рентгенограммах майенита: 4,91 (сильн.) — 3,00 (ср.) — 2,69 (оч. сильн.) — 2,45 (оч. сильн.) — 2,19 (ср.) — 1,95 (ср.) — 1,66 (ср.) — 1,60 (ср.) и браунмиллерита: 7,19 (сильн.) — 3,65 (ср.) — 2,78 (сильн.) — 2,65 (оч. сильн.) — 2,05 (сильн.— ср.) — 1,93 (сильн.) — 1,82 (ср.). Главные линии на рентгенограммах других минералов группы:

Гёгбомит 2,64(9) — 2,50(8) — 2,126(9) — 1,543(10) — 1,399(8) — 1,320(7)
Нигерит 4,64(6) — 2,83(10) — 2,42(10) — 1,644(8) — 1,541(8) — 1,430(6)
Мауритцит 4,54(4) — 2,619(4) — 1,531(5) — 1,318(3)

Гёгбомит сильно плеохроирует. Существуют шесть политипных разностей гёгбомита, которые обозначаются 4H, 5H, 6H, 15H, 15R и 18R, с параметрами элементарных ячеек, равными $a_0 = 5{,}72$ Å для всех разностей и $c_0 = 18{,}4$, 23,0, 27,6, 69,0 и 82,8 Å соответственно. Все перечисленные выше минералы образуют гексагональные таблички и пластинки.

Шпинель $MgAl_2O_4$. Происхождение названия неизвестно. Содержит 28,2% MgO и 71,8% Al_2O_3, кроме того, обычно присутствуют некоторые количества FeO, ZnO, MnO, Fe_2O_3, Cr_2O_3 и т. д., благодаря которым осуществляется постепенный переход в другие шпинели: *герцинит* $FeAl_2O_4$, *ганит* $ZnAl_2O_4$ и *галаксит* $MnAl_2O_4$. *Лимаит* представляет собой оловосодержащую шпинель $(Zn, Sn)Al_2O_4$ с промежуточной структурой между структурами нигерита и ганита.

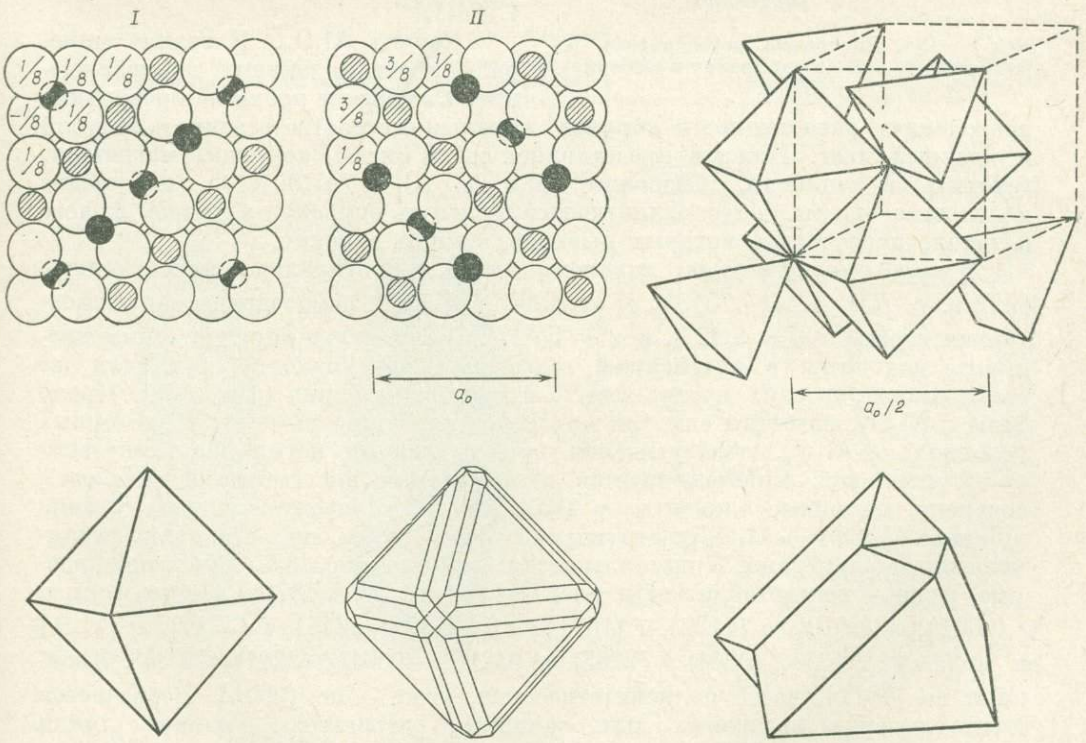
Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fd3m$, $a_0 = 8{,}086$ Å (шпинель), 8,062 А (ганит), 8,119 Å (герцинит), 8,271 Å (галак-

сит). Структура типа шпинели (фиг. 183) характерна для многих соединений с общей формулой AB_2O_4, где A — двухвалентный, а B — трехвалентный катионы. В соответствии с плотнейшей кубической упаковкой кристаллы шпинели неизменно октаэдрические, редко — с гранями других простых форм; в последнем случае ее называют «плеонаст». Таким названием принято обозначать промежуточный член (цейлонит) между обычной шпинелью и герцинитом. Пикотит — это хромовый плеонаст. Главные линии на рентгенограммах:

Шпинель 2,44(9) — 2,02(9) — 1,552(9) — 1,427(10) — 1,231(7) — 1,053(10)
Ганит 2,85(7) — 2,44(10) — 1,65(4) — 1,55(4) — 1,48(6) — 1,232(8)

Физические свойства. Спайность отсутствует, но иногда наблюдается отдельность по {111}. Тв. 7,5—8. Уд. в. 3,55 (шпинель), 4,03 (галаксит), 4,39 (герцинит), 4,62 (ганит). Цвет красный, зеленый до черного, редко голубой или бесцветный. Прозрачные шпинели считаются драгоценными камнями. Показатели преломления высокие; изменяются от 1,720 для обычных шпинелей до 1,805 для ганита, 1,830 для герцинита, 1,848 для галаксита. Температура плавления 2135° (шпинель).

Нахождение. Шпинель — типоморфный минерал метаморфогенных месторождений, образовавшихся при высоких температурах обычно за счет осадочных пород, богатых алюминием. Благодаря высокой твердости и устойчивости при выветривании шпинели концентрируются в речных и морских песках. Хорошо известны месторождения драгоценной шпинели на Цейлоне, в Индии, Мадагаскаре и Бирме. Ганит встречается на месторождении Фалун в Швеции, Франклин и Стерлинг в штате Нью-Джерси.

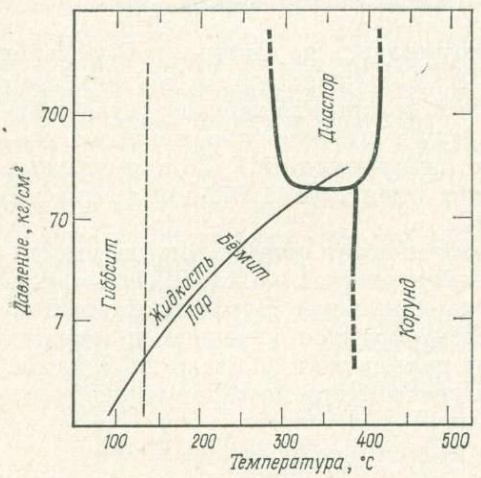


Фиг. 183. Структура шпинели, справа изображена при помощи полиэдров.

Большие кружки — атомы кислорода, маленькие черные кружки — атомы магния, заштрихованные кружки — атомы алюминия. *I* и *II* следует рассматривать как наложенные. Внизу форма кристаллов шпинели.

3. Группа корунда

Данная группа корунда объединяет следующие минералы: *корунд* Al_2O_3, *диаспор* $HAlO_2$, *бёмит* $AlOOH$ и *гиббсит* $Al(OH)_3$; на фиг. 184 приводятся их поля устойчивости. Инвариантная точка сосуществования диаспора, бёмита и корунда соответствует температуре 385° и давлению 140 *кг/см²*. *Зёнгеит* $Ga(OH)_3$ изоструктурен (*Im* 3) с *джалиндитом*, $In(OH)_3$; найден на руднике Цумеб, Юго-Западная Африка, на измененном германите в ассоциации с галлитом $CuGaS_2$. Главные линии на рентгенограмме: 3,74 (10) — 1,669 (7) — 2,63 (6) — 1,525(6). Кроме того, к этой группе можно отнести *таковит* $Ni_5Al_4O_2(OH)_{18}\cdot 6H_2O$, встречающийся в виде голубовато-зеленых сферолитов на контакте известняка и серпентинита в Сибири. Главные линии на рентгенограмме: 3,767(9) — 2,552(9) — 2,264(8) — 1,917(9) — 1,510(8) — 1,481(8). *Нордстрандит* $Al_2O_3\cdot 3H_2O$ соответствует бейериту $\alpha = Al(OH)_3$ с неупорядоченной структурой, образует субмикроскопические кристаллики с $n_p = 1{,}580$, $n_m = 1{,}581$ и $n_g = 1{,}613$. Главные линии на рентгенограмме: 4,789(10) — 4,322(1) — 4,156(1) — 2,392(1) — 2,263(2) — 1,901(1).

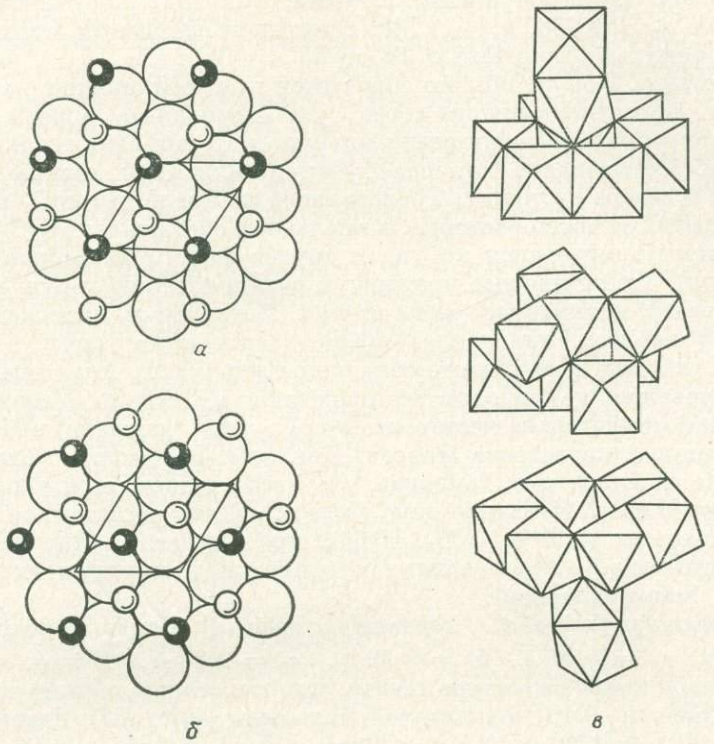


Фиг. 184. Диаграмма устойчивости системы Al_2O_3— H_2O (по Эрвину и Осборну).

Корунд Al_2O_3. Название минерала имеет индийское происхождение. *Сапфир* и *рубин* — прозрачные драгоценные разновидности корунда, окрашенные соответственно в голубой и красный цвет. Наждак представляет собой смесь корунда, магнетита, гематита и шпинели. Содержит 52,91% Al и 47,09% O, небольшие количества хрома, обусловливающего красную окраску, а также железо и титан, присутствие которых вызывает синюю окраску.

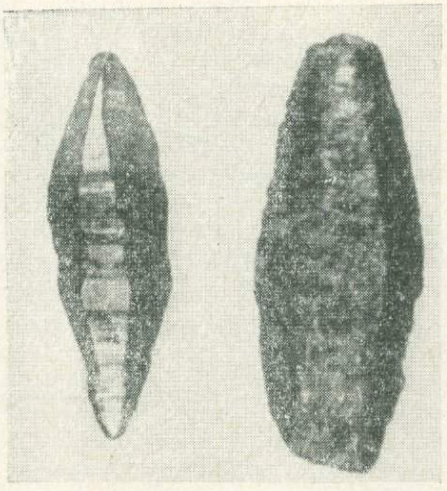
Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}c$, $a_0 = 4{,}751$ Å, $c_0 = 12{,}97$ Å. $Z = 2$; ромбоэдрическая элементарная ячейка $a_{rh} = 5{,}12$ Å и $\alpha = 55°17'$. В структуре корунда атомы кислорода находятся в плотнейшей гексагональной упаковке, при этом две трети октаэдрических пустот занято атомами алюминия (фиг. 185). Кроме фазы α-Al_2O_3, известны еще три модификации, полученные в лабораторных условиях: β-Al_2O_3, образующаяся при медленном остывании глиноземистых расплавов, кристаллизуется в гексагональной сингонии (*C6/mmc*), содержит щелочные элементы; γ-Al_2O_3 имеет кубическую структуру типа шпинели (*Fd3m*); δ-Al_2O_3 со структурой типа корунда, но с несколько увеличенными параметрами. Кристаллы корунда дипирамидальные, боченкообразные, реже — толстотаблитчатые по {0001} (фиг. 186 и 187). Главные формы: *c* {0001}, *m* {$10\bar{1}0$}, *a* {$11\bar{2}0$}, *r* {$10\bar{1}1$}, *s* {$02\bar{2}1$}, *n* {$22\bar{4}3$}, *z* {$22\bar{4}1$}, *w* {$11\bar{2}1$} и ω {$14,14,\bar{2}8,3$}. (0001) $\wedge$ ($22\bar{4}3$) = 61°11′, (0001) $\wedge$ ($22\bar{4}1$)=79°36′. Двойники по {$10\bar{1}1$}, часто полисинтетические, реже — по {0001}. Встречается также в виде массивных или зернистых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 2,543(6) — 2,081(9) — 1,738(5) — 1,599(10) — 1,401(6) — 1,374(7).

Физические свойства. Спайность отсутствует, но часто проявляется отдельность по {0001} вследствие образования тонких пленок диаспора.

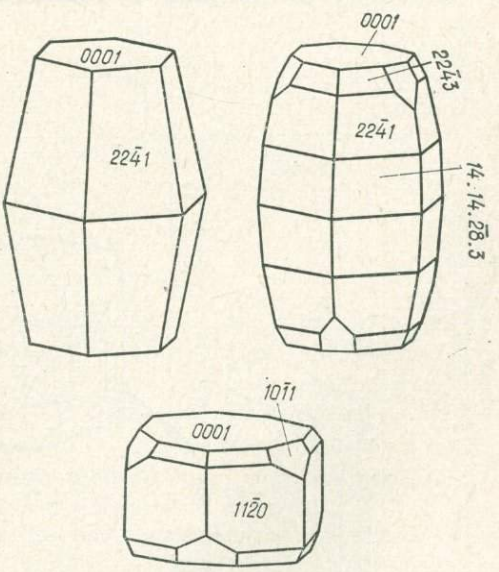


Ф и г. 185. Структура корунда.

а и *б* — два смежных слоя из алюминия (маленькие кружки) и кислорода (большие кружки) при расположении тройной оси перпендикулярно плоскости рисунка; *в* — элементарная ячейка корунда, изображенная при помощи октаэдров $[AlO_6]$ (для наглядности разделена на три блока).



Ф и г. 186. Кристаллы корунда (× 1,6).



Ф и г. 187. Форма кристаллов корунда.

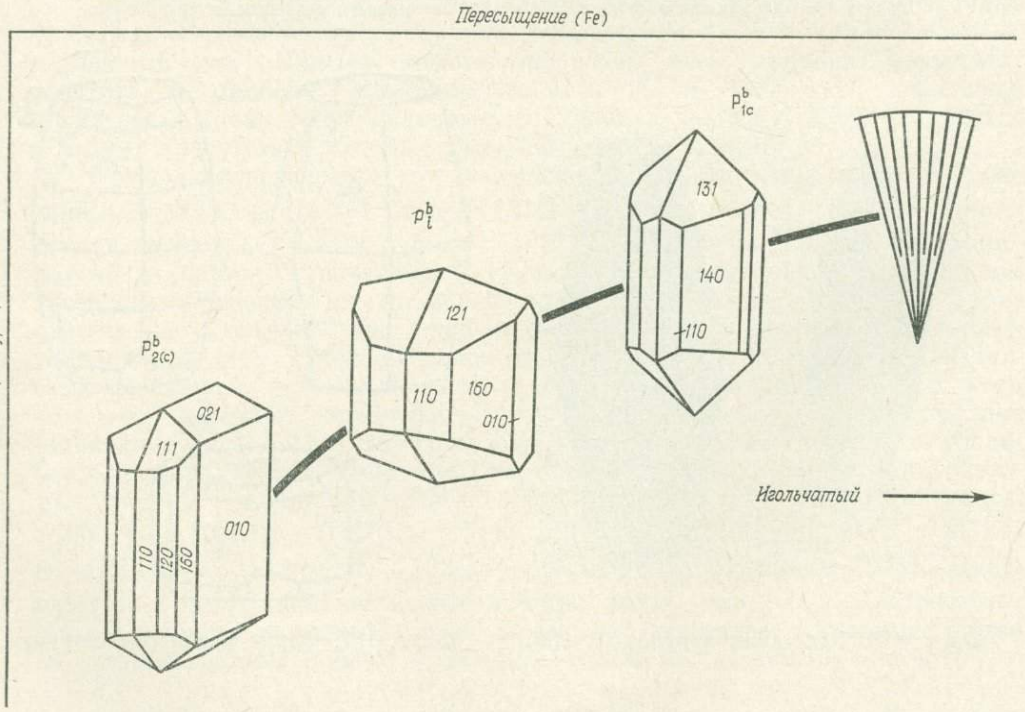
Цвет разнообразный — красный, зеленый, голубой или желтый. Тв. 9. Уд. в. 4,05. $n_0 = 1{,}768$, $n_e = 1{,}760$. Оптически одноосный, отрицательный, а иногда аномально двуосный с 2V до 58°.

Нахождение. Корунд обычно образуется при десиликации пегматитовых растворов, просачивающихся через ультраосновные породы, а также в результате термального или регионального метаморфизма осадков, богатых алюминием. Образование корунда путем десиликации хорошо проявлено в северном и северо-восточном Трансваале и на Урале, где SiO_2 и K_2O отделялись от пегматитового раствора, а последний обогащался Al_2O_3, в результате чего кристаллизовался корунд и другие окислы алюминия (шпинель, хризоберилл). Такой процесс приводит к возникновению корунд-плагиоклазового агрегата, называемого *плюмазитом*. Когда же за ним следует гидротермальный процесс, плагиоклаз превращается в маргарит, а корунд — частично в гиббсит, в результате образуется *марундит*. Аналогичным способом формировались корундовые месторождения в Онтарио, Канада. Хорошо известны метаморфические месторождения корунда (наждака) в Малой Азии, около Смирны, и на острове Наксос, Киклады. Россыпные месторождения известны на Цейлоне и в Таиланде, где часто встречаются сапфиры.

Диаспор HAlO$_2$. Название дано по его свойству рассыпаться при нагревании [1]. Содержит 84,98% Al_2O_3. Небольшие количества Mn^{3+} и Fe^{3+} могут замещать алюминий, обусловливая коричневую и красную окраски (ферридиаспор, мангандиаспор).

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pbnm*, $a_0 = 4{,}40$ Å, $b_0 = 9{,}39$ Å, $c_0 = 2{,}84$ Å, $Z = 4$. Структура диаспора аналогична структуре гётита. Его кристаллы обычно таблитчатые и пластинчатые по {010} и вытянуты вдоль оси *c* (фиг. 188). Главные формы: *b* {010}, *l* (140}, *k* {130}, *m* {110}, *e* {021}, *s* {111}, *p* {121}, *q* {131}, *z* {160} и δ

[1] «Диаспора» в переводе с греческого означает рассеяние.— *Прим. перев.*

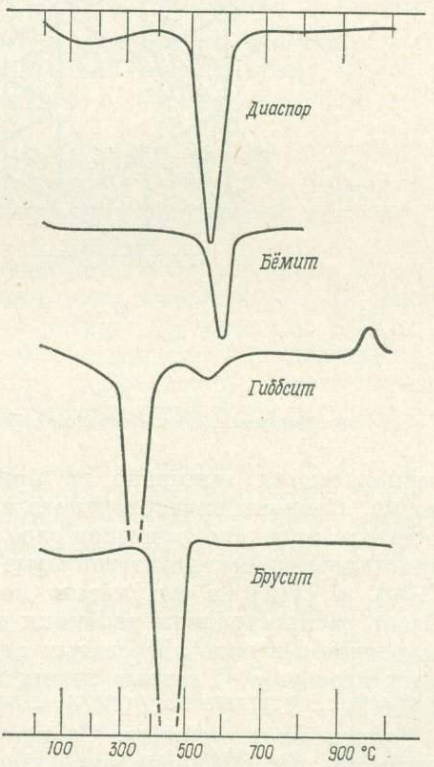


Фиг. 188. Приближенная кристаллогенетическая диаграмма диаспора.

{061}. Главные линии на рентгенограмме: 3,98(10) — 2,558(4) — 2,312(8) — 2,124(7) — 2,072(7) — 1,629(8).

Физические свойства. Совершенная спайность по {010} благодаря слабым связям в структуре. Тв. 6,5—7. Уд. в. 3,44. Бесцветный или белый, а также красный, коричневый или розовый в зависимости от примесей. $n_p = 1{,}702$, $n_m = 1{,}722$, $n_g = 1{,}750$; $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$; (+) 2V = 75—88°. Хотя вследствие слоистого расположения атомов диаспор характеризуется совершенной спайностью в одном направлении, он оптически положительный, вероятно, из-за наличия водородной связи в структуре. Кривая ДТА показана на фиг. 169.

Нахождение. Диаспор встречается в тесной ассоциации с корундом, а также представляет собой типичный продукт гидротермального изменения пород и минералов, богатых алюминием. Он установлен в относительно низкотемпературных и даже экзогенных месторождениях, что обусловлено, вероятнее всего, стабилизацией его структуры другими катионами (Mg^{2+} и Fe^{3+}) при низких температурах и давлениях (см. фиг. 184). Иногда минерал является существенным компонентом месторождений бокситов. Диаспор представляет собой хороший пример минерала со структурой планарной [1] вдоль оси b и одновременно аксиальной вдоль оси c, т. е. тип P^b и тип A^c. Отношения $2b/(a + c)$ и $2c/(a + b)$ соответственно равны 2,51 и 0,41. В структуре сильнее выражен планарный мотив, который подчеркивается совершенной спайностью по (010), а тенденция морфологического развития является переходной от таблитчатого и пластинчатого габитусов к вытянутому вдоль оси c и игольчатому габитусу. Таблитчатые кристаллы следует рассматривать как индикаторы более высокотемпературных месторождений, а кристаллы, вытянутые вдоль [001],— низкотемпературных месторождений с более быстрой кристаллизацией (фиг. 188).



Ф и г. 189. Кривые ДТА диаспора, бёмита, гиббсита и брусита.

Бёмит AlO(OH). Назван в честь немецкого химика И. Бёма. Химический состав аналогичен составу диаспора.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Amam*, $a_0 = 3{,}78$ Å, $b_0 = 11{,}8$ Å, $c = 2{,}85$ Å, $Z = 4$. Структура слоистого типа. Обычно встречается в виде микроскопических линзовидных кристалликов и оолитовых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 6,23(10) — 3,16(10) — 2,34(10) — 1,85(10) — 1,656(5) — 1,447(5).

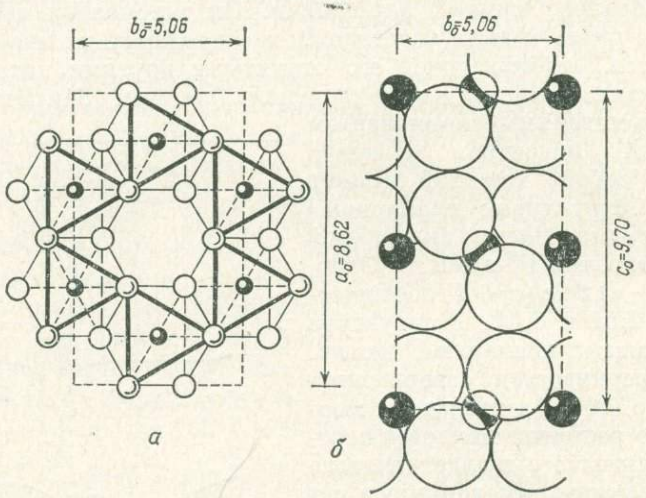
Физические свойства. Слабые водородные связи в структуре, параллельные оси a, обусловливают совершенную спайность по {010}. Твердость и удельный вес меньше, чем у диаспора (тв. 3,5—4, уд. в. 3,01—3,06). $n_g = 1{,}651$, $n_m = 1{,}645$, $n_p = 1{,}638$, $Ng = b$, $Nm = c$, $Np = a$, (—) 2V средний. Кривая ДТА показана на фиг. 189.

[1] См. И. Костов, Кристаллография, «Мир», 1965.

Нахождение. Бёмит — главный минерал бокситов; он ассоциирует с гиббситом, каолинитом и другими гипергенными минералами. Встречается также как продукт гидротермальной деятельности в пегматитах, генетически связанных со щелочными изверженными породами.

Гиббсит $Al(OH)_3$. Назван в честь полковника Дж. Гиббса (1777—1834), обладателя минералогической коллекции. Гидраргиллит — синоним, обозначающий: глина, содержащая воду. В его составе имеется 65,35% Al_2O_3 и 34,65% H_2O. Небольшие количества алюминия могут замещаться железом и галлием.

Кристаллографическая характеристика. Моноклинно-призматический в. с. $P2_1/n$; $a_0 = 8{,}62$ Å, $b_0 = 5{,}06$ Å, $c_0 = 9{,}70$ Å, $\beta = 85°26'$; $Z = 8$. Его структура типично слоистая (фиг. 190), при этом анионы гидроксила



Фиг. 190. Структура гиббсита.

а — при рассмотрении вдоль псевдогексагональной оси; *б* — в проекции на плоскость {100} (по Мегау).

располагаются примерно по принципу плотнейшей гексагональной упаковки. Катионы трехвалентного алюминия занимают две трети октаэдрических пустот в каждом втором слое этих пустот. В соответствии со структурой кристаллы гиббсита пластинчатые по {001}; существуют другие формы — {100} и {110}, в результате получается псевдогексагональный габитус. Очень распространены двойники по [130] и по {001}. Как правило, гиббсит встречается в виде листоватых агрегатов, конкреций, оолитовых и землистых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 4,83(10) — 4,337 6) — 2,451(5) — 2,374(5) — 2,039(4) — 1,797(4).

Физические свойства. Слоистая структура обусловливает совершенную спайность по {001} и низкую твердость (2,5—3,5). Уд. в. 2,40. Цвет белый или розовый до красного благодаря примесям. $n_p = 1{,}568$, $n_m = 1{,}568$, $n_g = 1{,}587$, $Np = b$, $Nm \wedge c = 69°$, $Ng \wedge c = 21°$, $(+)\ 2V \approx 0°$, сильная дисперсия $r > v$. Кривая ДТА показана на фиг. 189.

Нахождение. Хорошие кристаллы гиббсита встречаются в низкотемпературных гидротермальных жилах; например, около Златоуста (Урал) были найдены кристаллы размером до 5 *см*. Однако наиболее важны месторождения экзогенного происхождения, связанные с образованием бокситов или латеритов (бокситы, богатые окислами железа). Главные минералы в бокситах представлены гидроокислами алюминия, каолинитом, галлуазитом, гематитом, гётитом, рутилом, пиритом, сидеритом и кальцитом. Бокситы — главный источник алюминия; образуются при выветривании и переотложении продуктов разложения или в результате химического осаждения.

Важные месторождения бокситов: Ле-Бо (типовое месторождение) во Франции, Бихор в Румынии, Тихвин в СССР, Далмация в Югославии, Гант в Венгрии, Гайана, Гана и Индия.

4. Группа периклаза

К этой группе относятся *периклаз* MgO, *известь* CaO, *брусит* $Mg(OH)_2$, *айоваит* $4Mg(OH)_2 \cdot FeOCl \cdot 4H_2O$ и *портландит* $Ca(OH)_2$. Первые два минерала кубические и изоструктурные, другие также изоструктурные, но тригональные. Кальциевые члены этой группы редки: портландит встречается в метасоматических месторождениях в известняках, а известь — в известняковых включениях в лаве Везувия. Айоваит имеет совершенную спайность по {0001}, главные линии на его рентгенограмме: 8,11(10) — 4,05(4) — 2,363(3) — 2,019(2).

Периклаз MgO. Назван по наличию спайности в трех взаимно перпендикулярных направлениях («легко обламывающийся вокруг»). Содержит до 6% FeO и некоторое количество MnO и ZnO.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fm\bar{3}m$, $a_0 = 4{,}203$ Å, $Z = 4$. Его структура относится к типу галита. Обычно образует кубические и октаэдрические кристаллы или неправильные зерна. Главные линии на рентгенограмме: 2,43(9) — 2,108(10) — 1,485(10) — 1,268(6) — 1,213(8) — 1,051(6).

Физические свойства. Спайность по {001}, как у галита. Тв. 5,5. Уд. в. 3,56. $n = 1{,}735$ (Na-свет), сильная дисперсия: $n = 1{,}730$ (красный свет), $n = 1{,}746$ (голубой свет). Цвет серовато-белый, желтоватый, коричневый до черного, когда есть примеси.

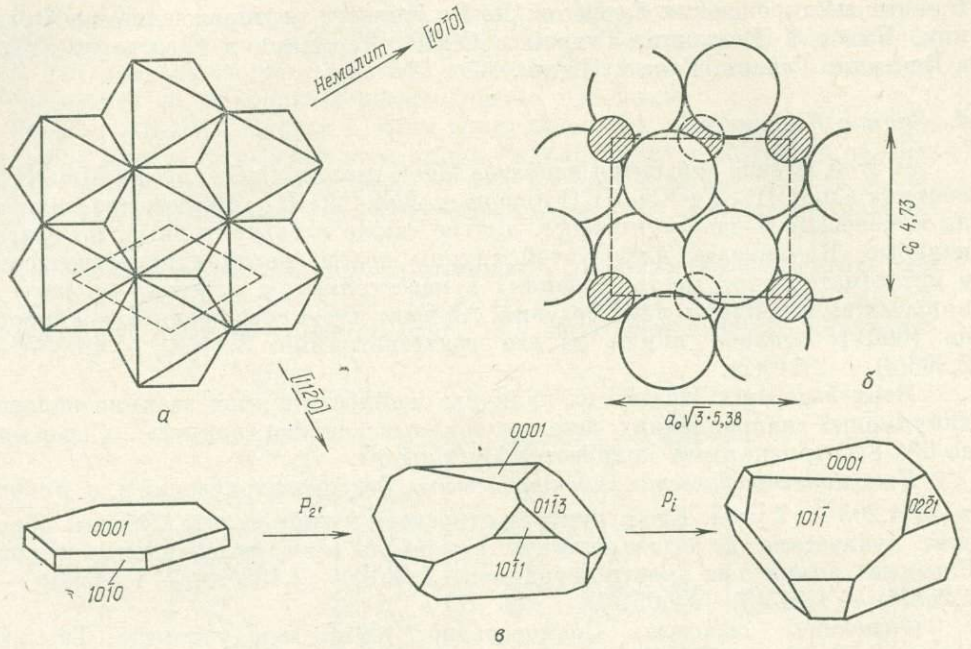
Нахождение. Периклаз — типичный метаморфогенный минерал, образующийся при термальной диссоциации доломитовых известняков, так как температура диссоциации $MgCO_3$ ниже температуры диссоциации $CaCO_3$: $CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + MgO + CO_2$. При более высоких температурах может произойти полная декарбонатизация доломитового известняка с образованием также CaO. Периклаз легко гидратируется и превращается в брусит.

Брусит $Mg(OH)_2$. Назван в честь американского минералога А. Бруса (1777—1818). Содержит 69,12% MgO и 30,88% H_2O. Магний может замещаться Fe^{2+} (до 10% FeO), Mn^{2+} (до 20% MnO) и Zn^{2+} (до 4% ZnO) с образованием манганбрусита и ферробрусита. Волокнистая разновидность называется *немалит*.

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $C\bar{3}m$, $a_0 = 3{,}125$ Å. $c = 4{,}73$ Å, $Z = 1$. Структура состоит из анионов гидроксила, уложенных по принципу плотнейшей гексагональной упаковки, а слои октаэдрических пустот через один заполнены катионами магния (фиг. 191, *а*, *б*). Структура типично слоистая и сходна со структурой гиббсита, чем и объясняется пластинчатый габитус минерала (фиг. 191, *с*). Часто наблюдаются формы: *c* {0001}, *m* {11$\bar{2}$0}, *z* {01$\bar{1}$3}, *e* {01$\bar{1}$2}, *r* {10$\bar{1}$1}, {20$\bar{2}$1}. Обычно образуют листоватые агрегаты, иногда волокнистые агрегаты (немалит). Главные линии на рентгенограмме: 4,75(8) — 2,361(10) — 1,793(10) — 1,372(7) — 1,189(10) — 1,090(7).

Физические свойства. Совершенная спайность по {0001} благодаря слоистому типу структуры. Тв. 2,5. Уд. в. 2,40. $n_0 = 1{,}559$, $n_e = 1{,}580$. Оптически одноосный, положительный, но иногда аномально двуосный. Немалит неизменно двуосный, (+) $2V = 20$—$42°$. Цвет белый, до бледно-зеленого, а также красный и коричневый, когда имеются примеси Mn или Fe. Кривая ДТА показана на фиг. 189.

Нахождение. Брусит — типичный низкотемпературный гидротермальный минерал в серпентинитах, хлоритовых породах и доломитах, где он ассо-



Ф и г. 191. Структура (*а*, *б*) и форма кристаллов (*в*) брусита.
а — структура в проекции на плоскость {0001}; *б* — изображение структуры в плоскости, перпендикулярной {0001}.

циирует с другими магниевыми минералами, такими, как тальк, магнезит, гидромагнезит и др. Наиболее важные его месторождения находятся в тесной связи с серпентинитами (см. «Минералы серпентина»). Хорошо известны рудники Вуд и Лоу в Пенсильвании, где найдены кристаллы брусита размером до 19 *см*.

б. Fe-Mn-V-ассоциация

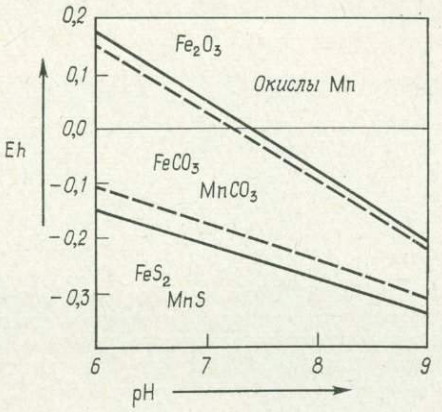
Геохимия

Эта ассоциация объединяет примерно 50 минералов, в составе которых главные металлы представлены Fe, Mn, V и в меньшей мере Ni, Co, Cr, Ti, K, Ca, Ba, Pb и др. За исключением железа, являющегося существенно оксифильным элементом с халькофильной тенденцией, другие характерные элементы данной ассоциации типично оксифильные. Названные элементы, включая хром, концентрируются на ранних стадиях магматической кристаллизации, а также играют важную роль в экзогенных процессах.

После алюминия *железо* — наиболее распространенный металл земной коры (в среднем его 5,08%). Кроме самородной формы, железо встречается в природе в двухвалентном и трехвалентном состояниях: Fe^{2+} 0,83 Å и Fe^{3+} 0,67 Å. На ранних стадиях магматической дифференциации железо концентрируется в виде сульфидов (пирротин, пирит, пентландит) или в виде окислов (магнетит, ильменит, хромит). В ходе магматической кристаллизации степень окисления железа от закисного до окисного состояния возрастает, тогда как вообще содержание железа постепенно уменьшается при переходе от основных к более кислым изверженным породам. В последних железо входит в состав фемических компонентов, в которых возможны изоморфные замещения: $Fe^{2+} \rightleftarrows Mg^{2+}$ и $Fe^{3+} \rightleftarrows Al^{3+}$. В экзогенных условиях железо переносится главным образом в виде золя гидроокиси или в виде растворенного бикарбоната и сульфата. Осаждение происходит, когда pH растворов

больше 3, обычно 5 или даже выше (см. фиг. 192), поэтому часть железа доходит до крупных водных бассейнов. Содержание железа в морской воде колеблется примерно от 0,002 до 0,02 *г/т*, что составляет незначительную долю от количества данного элемента, заключенного в изверженных горных породах и в земной коре в целом. Специфическое выветривание содержащих железо пород вдоль морских бассейнов и подводная вулканическая деятельность способствуют обогащению морской воды железом и его отложению в соответствии с преобладающими значениями pH и Eh. На фиг. 192 показаны поля устойчивости минералов железа и марганца при различных величинах pH и окислительно-восстановительного потенциала.

Среднее содержание *марганца* в земной коре составляет 0,09% (0,12% MnO), что соответствует его среднему содержанию в изверженных породах.

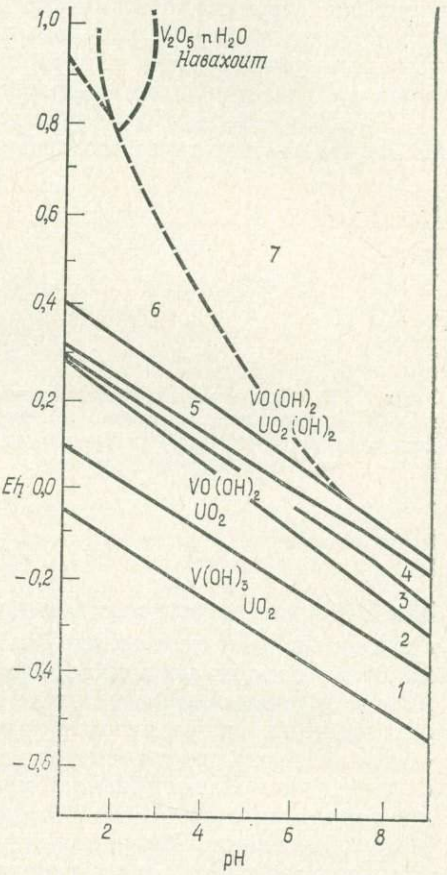


Фиг. 192. Поля устойчивости соединений железа (пунктирные линии) и марганца (сплошные линии) при различных значениях pH и Eh (по Гаррелсу).

Для марганца известно несколько разных валентных состояний, из которых в природе существуют только Mn^{2+} 0,91 Å, Mn^{3+} 0,70 Å и Mn^{4+} 0,53 Å. Хотя основные породы несколько богаче марганцем по сравнению с кислыми, общая тенденция заключается в увеличении концентрации марганца на поздних стадиях магматической кристаллизации. Двухвалентный марганец может замещать двухвалентное железо, магний и кальций преимущественно в силикатах. Изоморфизмом между марганцем и кальцием объясняется отделение марганца от железосодержащих растворов при их просачивании через известняки. Миграция марганца в экзогенных условиях повторяет миграцию железа. Главное различие между этими двумя элементами состоит в том, что гидрат окисного железа представляет собой слабощелочной положительно заряженный коллоид, тогда как гидроокись марганца — слабокислый отрицательно заряженный коллоид. Из смешанного гидрозоля железа и марганца сначала выпадает гидроокись марганца, а затем — гидроокись железа. Поскольку гель гидроокиси марганца заряжен отрицательно, он легко адсорбирует целый ряд катионов (Ba, Pb, K, Ca, Li, Co, Ni, Cu и др.), образуя соединения сложного состава.

Среднее содержание *ванадия* в земной коре составляет 150 *г/т*. Подобно железу и хрому, ванадий преимущественно концентрируется в основных изверженных породах (56 *г/т*), где он находится в тесной связи с железом. Подобно марганцу, ванадий характеризуется несколькими состояниями валентности и входит в состав минералов в виде V^{3+} 0,65 Å, V^{4+} 0,61 Å и V^{5+} 0,4—0,5 Å. Координация ионов ванадия может быть четверной, или тетраэдрической; пятерной, или тригонально-бипирамидальной; шестерной, или октаэдрической. Координация ионов ванадия возрастает с уменьшением pH; в щелочных условиях она тетраэдрическая, в нейтральных и слабокислых — пятерная и шестерная — в кислых. С четырехвалентным ванадием V^{4+} изоморфны катионы Ti^{4+}, Fe^{3+} и Al^{3+}. В магматических условиях

ванадий концентрируется преимущественно в магнетите Fe_3O_4, а также в фемических минералах; некоторые из них (например, биотит) могут содержать до 670 *г/т* ванадия. В экзогенных условиях главный катион ванадия представлен V^{5+}, который входит в состав ванадатного радикала $[VO_4]^{3-}$ и окислов ванадия, подобных навахоиту $V_2O_5 \cdot 3H_2O$. Трехвалентный и четырехвалентный ванадий находится в минералах-гидролизатах,



Фиг. 193. Поля устойчивости окислов и гидроокислов ванадия и урана с указанием полей соответствующих парагенезисов, типичных для плато Колорадо (по Гаррелсу).

1 — окислы и гидроокислы трехвалентного V с окислами четырехвалентного U, сульфиды Zn, Pb, Cu и Fe (монтрозеит, уранинит, галенит, пирит и др.); *2* — окислы четырехвалентного V, включая другие минералы; *3* — то же плюс карбонаты Zn; *4* — то же плюс сульфаты и карбонаты Pb; *5* — то же плюс гидроокислы четырехвалентного урана; *6* — смешанные окислы четырехвалентного и пятивалентного ванадия, уранил-ванадаты калия и кальция, сульфаты и карбонаты Pb, Zn и Cu, кроме того, окислы трехвалентного железа и самородная медь; *7* — ванадаты Cu, Fe, Al и Ca (карнотит, тюямунит, хьюэттит, паскоит, россит и т. д.).

таких, как монтрозеит VO(OH) и парамонтрозеит VO_2. Наиболее высокие концентрации ванадия в экзогенных условиях приурочены к битуминозным осадкам и месторождениям угля; асфальтиты могут содержать до 5400 *г/т*, а угли — до 900 *г/т* ванадия. Осаждению ванадатного радикала способствуют халькофильные элементы Pb, Zn и Cu, а также уранил-ион $(UO_2)^{2+}$, которые образуют ванадаты типа карнотита и тюямунита (см. «Фосфаты и их аналоги», стр. 436). Диаграмма устойчивости окислов ванадия в различных условиях pH и Eh изображена на фиг. 193, где для сравнения приводятся также поля устойчивости окислов урана, которые в геохимическом отношении сходны с окислами ванадия.

1. Группа магнетита — хромита

К этой группе относятся два ряда минералов, изоструктурных со шпинелями; их главные представители — *магнетит* Fe_3O_4 и *хромит* $FeCr_2O_4$.

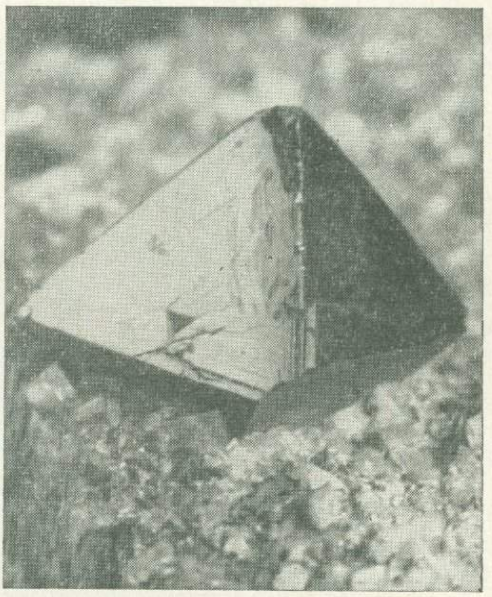
Магнетит $FeFe_2O_4$. Название, по-видимому, дано по местности (Магнезия), граничащей с Македонией. Возможно также, что происхождение названия связано с легендами о Магнесе, пастухе, который первым нашел

этот минерал, заметив, что железный наконечник его посоха и гвозди ботинок прилипают к земле. Содержит 31,03% FeO и 68,97% Fe_2O_3. Другие члены ряда магнетита:

Магнезиоферрит	$MgFe_2O_4$
Франклинит	$ZnFe_2O_4$
Якобсит	$MnFe_2O_4$
Треворит	$NiFe_2O_4$
Ульвёшпинель	$TiFe_2O_4$

Кульсонит — ванадиевый магнетит — $(Fe, V)_3O_4$ содержит до 4,84% ванадия.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. *Fd3m*, $a_0 = 8{,}374$ Å (магнетит), 8,366 Å (магнезиоферрит), 8,403 Å (франклинит), 8,457 Å (якобсит), 8,41 Å (треворит), 8,53 Å (ульвёшпинель), $Z = 8$. Структура типа шпинели, но это так называемая обратная структура шпинели, поскольку половина атомов трехвалентного железа располагается в тетраэдрических пустотах плотнейшей кубической упаковки, тогда как атомы двухвалентного железа вместе с другой половиной атомов трехвалентного железа располагаются в октаэдрических пустотах структуры. Поэтому формулу магнетита следовало бы писать так: $Fe^{3+}(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$. В соответствии со структурой кристаллы магнетита почти всегда октаэдрические (фиг. 194), но известны также

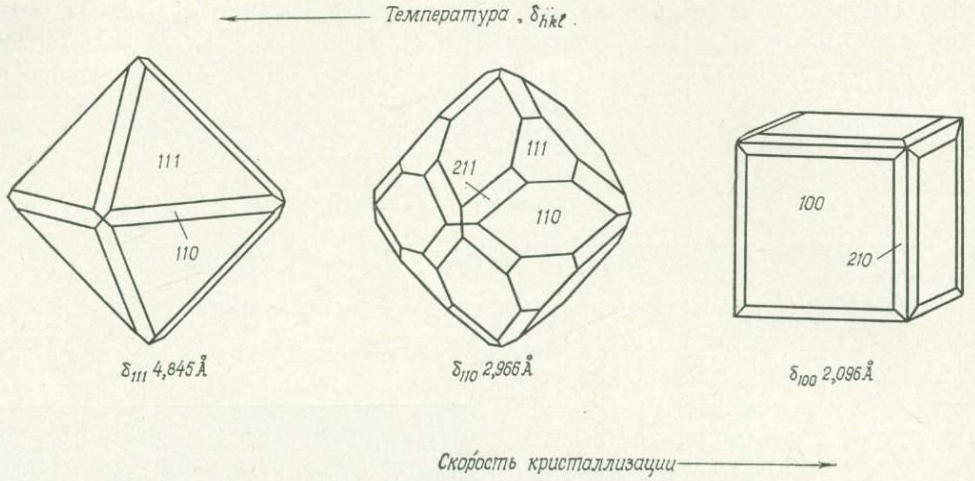


Фиг. 194. Октаэдр магнетита из Тироля (× 3,2).

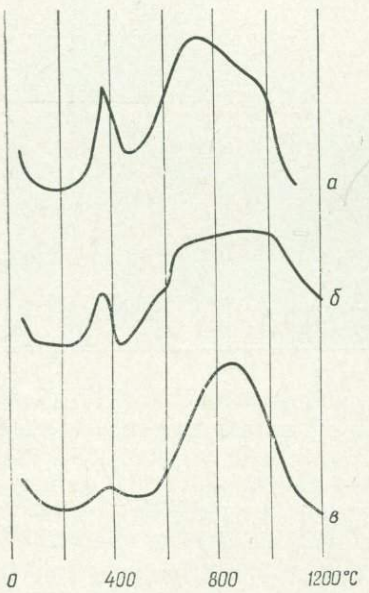
и ромбододекаэдрические (фиг. 195). Часто сдвойникованы по {111}, подобно другим минералам типа шпинели. Главные линии на рентгенограммах:

Магнетит 2,99(6) — 2,541(10) — 2,098(7) — 1,612(9) — 1,479(9) — 1,091(8)
Кульсонит 4,79(4) — 2,93(6) — 2,50(10) — 2,07(8) — 1,597(9) — 1,466(9)
Магнезиоферрит 2,52(10) — 2,17(6) — 2,09(7) — 1,609(8) — 1,479(10)
Франклинит 2,510(10) — 1,610(10) — 1,480(10) — 1,278(6) — 1,091(6)
Якобсит 3,01(7) — 2,57(8) — 2,13(8) — 1,739(7) — 1,640(8) — 1,507(10)

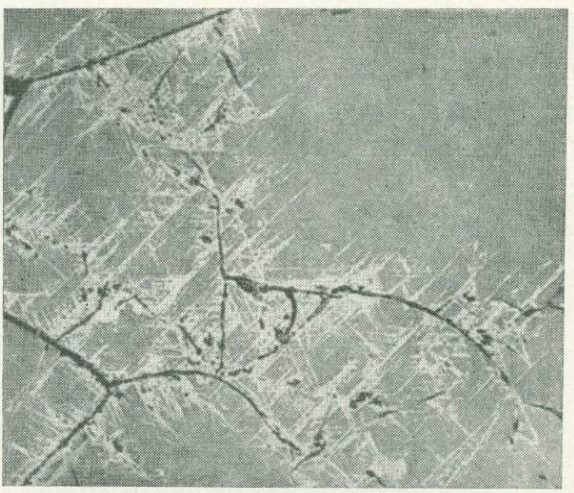
Физические свойства. Отдельность по {111}. Тв. 5,5—6,5. Уд. в. 5,175. Удельные веса других членов ряда колеблются около этого значения. Цвет черный до коричневого. Непрозрачный, блеск металлический и полуметаллический, только тончайшие осколки пропускают свет; $n = 2{,}42$ (магнетит) и 2,3 для других членов ряда. Температура плавления магнетита 1591°. Сильно магнитный, некоторые магнетиты полярно магнитны (естественные магниты, фиг. 34). Кривая ДТА магнетита имеет два экзотермических пика, что обусловлено окислениями Fe^{2+} в Fe^{3+} (фиг. 196). В природных условиях очень часто происходит окисление магнетита — процесс *мартитизации* (фиг. 197), приводящий иногда к полным псевдоморфозам гематита по магнетиту (мартит). Обратный процесс, известный под названием *мушкетовитизация*, происходит, когда гематит подвергается восстановлению (фиг. 198).



Ф и г. 195. Форма кристаллов франклинита (и магнетита) и тенденция развития габитусных типов в соответствии с величиной межплоскостных расстояний и некоторыми главными физико-химическими параметрами.



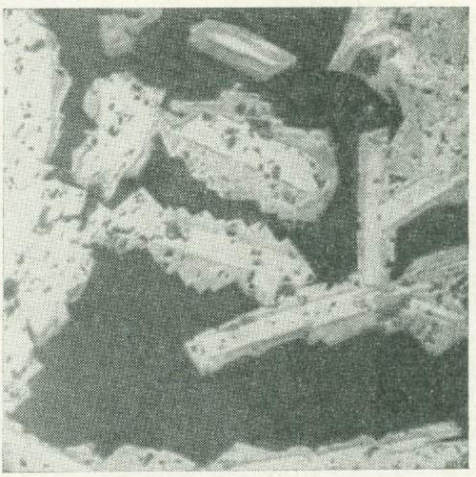
Ф и г. 196. Кривые ДТА магнетита контактово-метаморфического (*а*), гидротермального (*б*) и магматического (*в*) происхождения.



Ф и г. 197. Мартитизация магнетита вдоль трещин и плоскостей отдельности (по Рамдору).

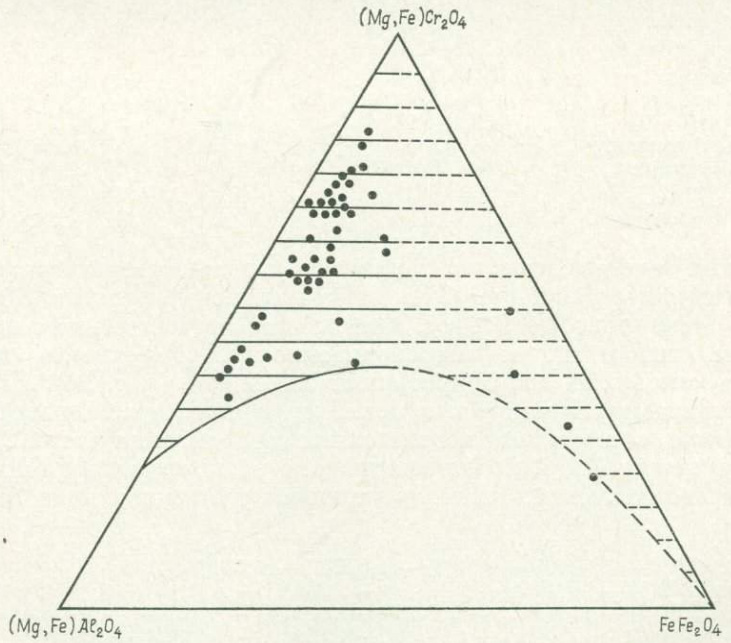
Нахождение. Магнетит — наиболее распространенный окисел в гипогенных условиях. Главные его месторождения имеют магматическое происхождение, например Кируна в Швеции, и контактово-метасоматическое происхождение — гора Благодать и гора Магнитная на Урале, СССР, а также Банат в Румынии. К ним относятся, кроме того, регионально метаморфизованные обогащенные железом осадочные образования, например, в Кри-

вом Роге в СССР. Магнетит встречается и в гидротермальных месторождениях. Из других железистых шпинелей представляют интерес франклинит и якобсит, которые находятся в значительных количествах во Франклин-Фернас, США, и Лонгбане, Швеция, в контактово-метасоматических месторождениях. Магнетит и другие члены ряда устойчивы к выветриванию, поэтому они концентрируются в речных и морских песках.



Фиг. 198. Мушкетовитизация гематита (по А. Г. Бетехтину).

Хромит $FeCr_2O_4$. Назван по своему составу. Содержит 32,09% FeO и 67,91% Cr_2O_3. *Магнезиохромит* $MgCr_2O_4$ представляет собой магниевый аналог хромита с 20,96% MgO и 79,04% Cr_2O_3. В виде примеси в нем обнаруживается Al_2O_3. Магнетит, шпинель и хромит изоморфны между собой;



Фиг. 199. Поля несмесимости в ряду шпинель — хромит — магнетит (по Билграми).

это изображено на фиг. 199. Между шпинелью и хромитом, с одной стороны, а также между хромитом и магнетитом, с другой стороны, существует непрерывный изоморфный ряд, тогда как между шпинелью и магнетитом имеется перерыв в смесимости.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fd\bar{3}m$, подобно магнетиту и шпинели; $a_0 = 8{,}344$ Å (хромит), $a_0 = 8{,}305$ Å (магнезиохромит), $Z = 8$. Изоструктурен с другими шпинелями. Редко встречается в виде октаэдрических кристаллов. Как правило, массивный или образует неправильные округлые зерна. Главные линии на рентгенограмме:

Хромит 2,84(9) — 2,42(10) — 2,01(9) — 1,64(9) — 1,55(9) — 1,42(10)
Магнезиохромит 2,52(10) — 2,17(6) — 2,09(7) — 1,609(8) — 1,479(10) — 1,204(6)

Физические свойства. Похож на магнетит, но не магнитный. Очень тонкие осколки хромита просвечивают коричневым цветом. Тв. 5,5. Уд. в. 4,5—4,8 (хромит), 4,2 (магнезиохромит). $n = 2{,}08$—$2{,}16$.

Нахождение. Хромиты почти всегда связаны с ультраосновными породами и реже — с основными, в которых они образуют вкрапленники и сегрегации. Магнезиохромит, как правило, характерен для перидотитовых пород, тогда как хромит приурочен к пироксенитам. Крупные месторождения хромита: Малая Азия, Южная Родезия (район Селукве), Урал, Новая Каледония, Югославия и другие районы в пределах ультраосновных (серпентинитовых) поясов земной коры. Благодаря высокой устойчивости хромит накапливается в россыпных месторождениях.

2. *Группа гематита*

Эта группа аналогична группе корунда. Она объединяет следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.
Вюстит (иоцит)	FeO	$Fm\bar{3}m$	6,0
Бунзенит	NiO	$Fm\bar{3}m$	6,8
Эсколаит	Cr_2O_3	$R\bar{3}c$	5,2
Гематит	α-Fe_2O_3	$R\bar{3}c$	5,3
Маггемит	γ-Fe_2O_3	$P2_13$	?
Гётит	$HFeO_2$	$Pbnm$	4,3
Лепидокрокит	FeO·OH	$Amam$	4,1
Амакинит	$(Fe, Mg)(OH)_2$	$R\bar{3}m$	2,98
Стоттит	$FeGe(OH)_6$	$P4_2/n$	3,6
Гетерогенит	CoO·OH	$R\bar{3}m$	4,7

Последний минерал известен также под названием *стениерит*. *Акаганеит* представляет собой β-FeO·OH. Тонкодисперсные гематит, гётит и лепидокрокит могут поглощать воду, и тогда они соответственно называются гидрогематит, гидрогётит и гидролепидокрокит. *Лимонитом* называют естественную смесь этих гидратированных минералов (фиг. 26). Представители рассматриваемой группы, как правило, черные, красные или красновато-коричневые с высокими показателями преломления (от 2,2 до 2,4) и твердостью между 4 и 6. Среди них широко распространены только гематит, гётит и лепидокрокит. Главные линии на рентгенограммах остальных минералов:

Вюстит 2,47(7) — 2,14(10) — 1,51(8) — 1,293(4) — 1,238(2)
Бунзенит 2,42(8) — 2,085(9) — 1,476(9) — 1,261(9) — 1,208(9) — 1,045(7)
Эсколаит 3,63(7) — 2,665(10) — 2,479(9) — 2,174(4) — 1,675(9) — 1,433(4)
Амакинит 2,80(8) — 2,30(10) — 1,728(9) — 1,530(8) — 1,386(7) — 1,265(7)
Гетерогенит 4,40(10) — 2,43(6) — 2,31(9) — 1,80(8) — 1,427(7) — 1,356(6)

В эту группу также включен *джалиндит* $In(OH)_3$, кубический, с $a_0 = 7{,}95$ Å, $n = 1{,}725$, обнаружен в Джалиндинском касситеритовом месторождении (Дальний Восток, СССР) как продукт замещения индита. Главные линии на рентгенограмме: 3,96(10) — 2,80(9) — 2,29(6) — 1,778(9) — 1,624(7) — 1,324(6).

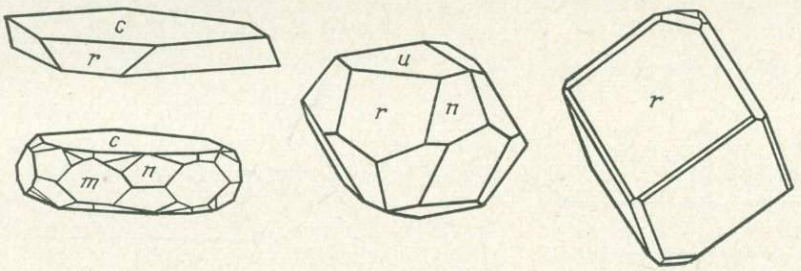
Гематит Fe_2O_3. Назван по кроваво-красной окраске [1]. Спекулярит — это чешуйчатый, слюдообразный гематит. Содержит 69,94% Fe и 30,06% O. Примесь TiO_2 обусловлена включениями ильменита.

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}c$, $a_0 = 5{,}029$ Å, $c_0 = 13{,}73$ Å; $a_{rh} = 5{,}420$ Å, $\alpha = 55°17'$ для ромбоэдрической ячейки с Z = 2. Изоструктурен с корундом (см. фиг. 185). Часто встречается в виде кристаллов с ромбоэдрическим или пинакоидальным габитусом (фиг. 200 и 201). Главные формы: c {0001}, r {10$\bar{1}$1}, a {11$\bar{2}$0}, e {01$\bar{1}$2}, u {10$\bar{1}$4}, n {22$\bar{4}$3}, p {24$\bar{6}$7}; (10$\bar{1}$1)$\wedge$(0001) = 57°36′, (01$\bar{1}$2)$\wedge$(0001) = 38°14′. Грани пинакоида часто исштрихованы под углом 60° (фиг. 201). Двойники по {0001} и {10$\bar{1}$1}. Также встречается в виде землистых, зернистых, почковидных, сталактитовых, оолитовых агрегатов или плотных масс. Главные линии на рентгенограммах:

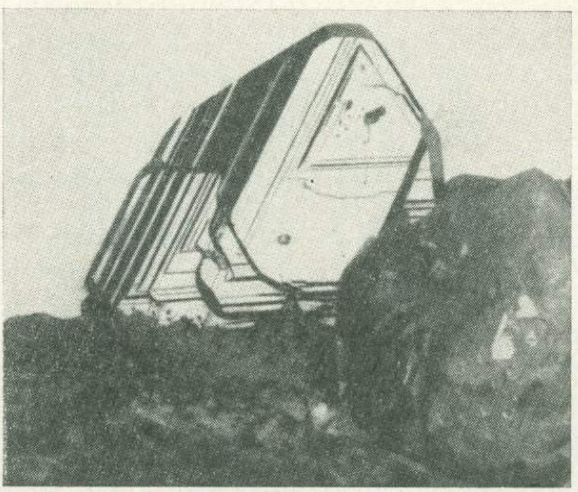
Гематит 3,67(7) — 2,689(10) — 2,508(8) — 2,198(7) — 1,833(7) — 1,688(8) — 1,481(7) — 1,448(8)
Маггемит 2,939(7) — 2,506(10) — 2,079(6) — 1,697(4) — 1,600(6) — 1,471(7) — 1,082(4)

Физические свойства. Спайность, как и у корунда, отсутствует. Отдельность по {0001} и {10$\bar{1}$1} обусловлена двойникованием. Тв. 5—6; более высокие значения относятся к хорошо оформленным кристаллам. Уд. в. 5,26. Цвет стально-серый или красный разных оттенков, блеск металлический и полуметаллический. Тонкие срезы и осколки просвечивают густым крова-

[1] «Гематикос» в переводе с греческого означает «кровавый».— *Прим. перев.*



Фиг. 200. Форма кристаллов гематита.



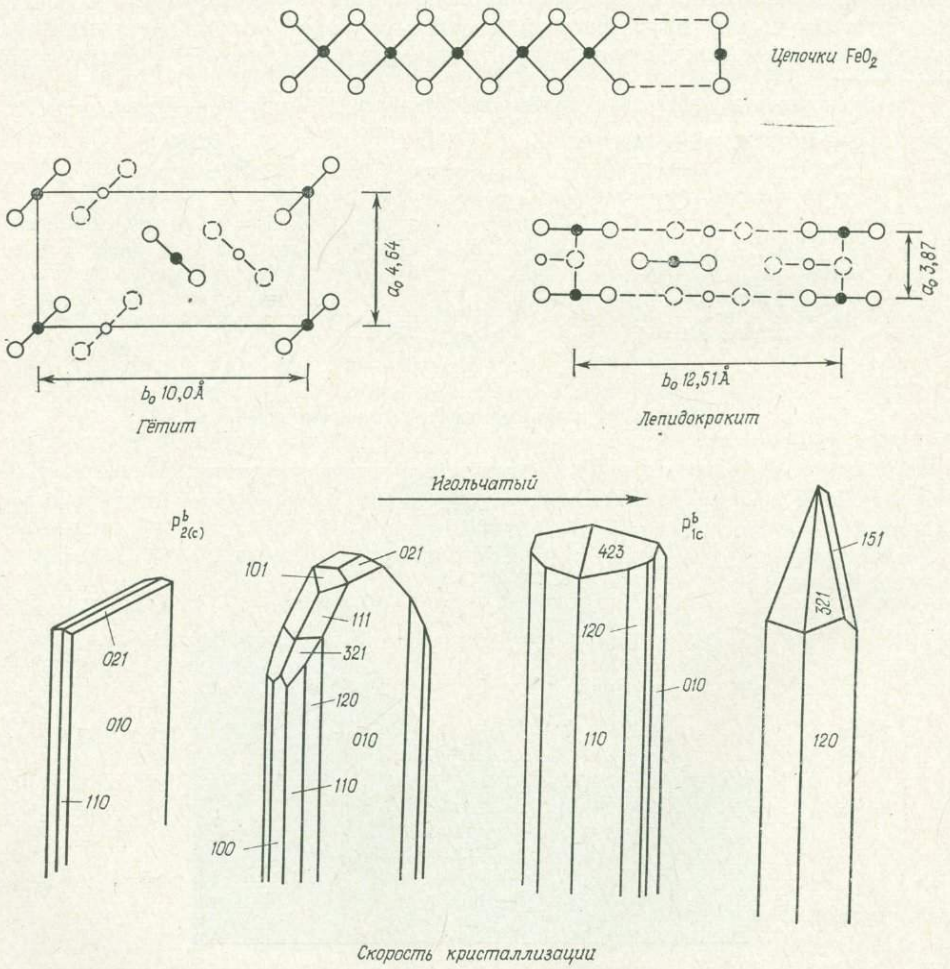
Фиг. 201. Гематит с треугольной штриховкой на грани {0001} из Альп (по Кенигсбергеру, Ниггли, Паркеру).

во-красным цветом, $n_o = 2{,}988$, $n_e = 2{,}759$, схема абсорбции $No > Ne$. Т. пл. 1355°.

Нахождение. Главнейшие месторождения гематита имеют регионально-метаморфическое или контактово-метаморфическое происхождение. Иногда месторождения формируются в гидротермальных условиях, в результате выветривания или осаждения в крупных водных бассейнах. Гематит один из наиболее распространенных красных красителей в природе; особенно хорошо это проявляется в некоторых осадочных породах. Спекулярит, как правило, образуется в вулканических районах при взаимодействии галогенидов железа с водяным паром: $2FeCl_3 + 3H_2O = Fe_2O_3 + 6HCl$. Наиболее крупные месторождения гематита: Верхнее озеро и Клинтон в США, Кривой Рог в СССР, Минас-Жераис в Бразилии и др. Красивыми кристаллами славится месторождение гематита на острове Эльба.

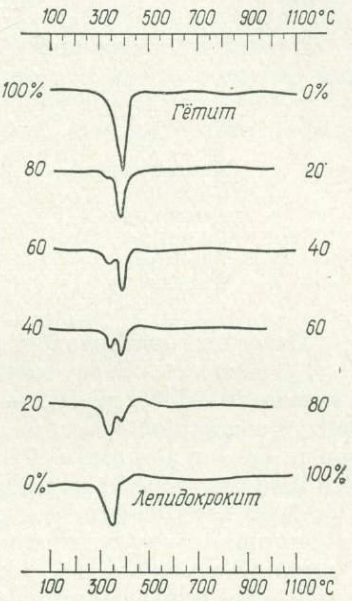
Гётит $HFeO_2$. Назван в честь знаменитого поэта Гёте (1749—1832). Содержит 89,86% Fe_2O_3 и 10,14% H_2O, иногда небольшие количества марганца (до 5%).

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pbnm*, $a_0 = 4{,}64$ Å, $b_0 = 10{,}0$ Å, $c_0 = 3{,}03$ Å, $Z = 4$. Является одной из трех природных полиморфных модификаций FeOOH, отвечает α-FeOOH.



Ф и г. 202. Схематическое изображение структуры гётита и лепидокрокита (вверху) и изменение главных габитусных типов гётита (внизу).

Изоструктурен с диаспором. Структура сложена атомами кислорода, создающими плотнейшую гексагональную упаковку, и железа, находящимися в искаженных октаэдрических пустотах. Атомы кислорода и железа образуют цепи, параллельные оси c, скрепленные между собой водородными связями. Эта структура схематично изображена на фиг. 202. В морфологическом отношении гётит очень напоминает диаспор, однако у него отсутствуют некоторые формы вследствие больших размеров элементарной ячейки по оси b, а это обусловлено большим радиусом атома железа. Считается, что габитус гётита, преимущественно призматический и игольчатый (фиг. 202), в значительной степени зависит от скорости кристаллизации. Редко встречается в виде пластинчатых и призматических кристаллов, вытянутых вдоль оси c с главными формами: b {010}, m {110}, y {120}, e {021} и p {121}. Обычно образует бархатисто-коричневые агрегаты волосовидных и игольчатых кристалликов или гроздьевидные и компактные массы. Главные линии на рентгенограмме: 4,15(10) — 2,674(6) — 2,433(7) — 2,237(4) — 2,175(4) — 1,709(6).



Фиг. 203. Кривые ДТА гётита, лепидокрокита и смесей этих двух минералов.

Физические свойства. Благодаря слоистой структуре гётит характеризуется совершенной спайностью по {010}. Тв. 5—5,5. Уд. в. 3,3—4,3. Цвет коричневый до красновато-коричневого или желтый, $n_g = 2{,}415$, $n_m = 2{,}409$, $n_p = 2{,}275$, $Ng = a$ (оранжево-желтый), $Nm = c$ (коричневато-желтый), $Np = b$ (желтый) (—) $2V = 23°$. В аншлифах слабо плеохроирует, сильно анизотропный, с сильными внутренними рефлексами. Очень сильная дисперсия $r > v$. Кривая ДТА показана на фиг. 203.

Нахождение. Наряду с гематитом гётит — один из наиболее распространенных окислов железа. Он является главным компонентом *лимонита*, образующегося в экзогенных условиях при разложении таких минералов, как пирит, сидерит, магнетит, железистые силикаты и др. Обычно ассоциирует с гематитом, окислами марганца, кальцитом, глинистыми и другими минералами в образованиях типа железных шляп, латеритов, болотных руд или осадочных отложениях, которые возникли при участии вулканических процессов или без них.

Лепидокрокит FeO(OH). Название произошло от греческих слов, обозначающих «чешуйчатый» или «перистый», благодаря форме выделений. Химический состав аналогичен составу гётита. Соответствует γ-FeOOH.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Amam*, $a_0 = 3{,}87$ Å, $b_0 = 12{,}51$ Å, $c_0 = 3{,}06$ Å, $Z = 4$. Изоструктурен с бёмитом. Кристаллы лепидокрокита более распространены, чем кристаллы гётита; обычно они таблитчатые по {010} или чешуйчатые; главные формы: b {010}, a {100}, d {201}, c {001}, w {031} и t {131}. Как правило, встречается в виде слюдистых, волокнистых или массивных агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 6,25(10) — 3,284(9) — 2,467(8) — 1,933(7) — 1,729(4) — 1,521(4).

Физические свойства. Подобно гётиту, обладает весьма совершенной спайностью по {010} благодаря слоистой структуре, менее четкой по {100} и совершенной по {001}. Тв. 5. Уд. в. 4,09. Цвет красный до красновато-

коричневого, $n_g = 2{,}51$, $n_m = 2{,}20$, $n_p = 1{,}94$, $Ng = a$, $Nm = c$, $Np = b$, (—) $2V = 83°$; сильный плеохроизм и абсорбция в желтых и оранжево-красных тонах: $Np < Nm < Ng$. В аншлифах напоминает гётит. Кривая ДТА показана на фиг. 203.

Нахождение. Лепидокрокит парагенетически тесно связан с гётитом, но он встречается реже. Был получен искусственно из закисных соединений железа; при дегидратации лепидокрокита образуется маггемит.

3. Группа биксбиита — манганита

Минералы названной группы проявляют некоторое кристаллохимическое сходство с минералами двух предыдущих групп.

		Симметрия	Уд. в.
Манганозит	MnO	$Fm3m$	5,36
Биксбиит	$(Mn, Fe)_2O_3$	$Ia3$	4,95
Авиценнит	$(Tl, Fe)_2O_3$	$Ia3$	?
Гроутит	$HMnO_2$	$Pbnm$	?
Манганит	MnOOH	$B2_1/d$	4,33
Пирохроит	$Mn(OH)_2$	$C3m$	3,25

Известны две разновидности биксбиита: богатая железом (45—60% Fe_2O_3) разность образуется в условиях фумарольной деятельности, бедная железом (0—30% Fe_2O_3) — характерна для метаморфических месторождений. *Ситапаритом* называют бедный железом биксбиит, образующийся при температуре ниже 650°. Для чистого Mn_2O_3 установлены две полиморфные модификации: α-курнакит, тетрагональный, и β-курнакит, кубический. Биксбиит встречается в оловоносных риолитах в виде черных кубических кристаллов. Авиценнит похож на него по внешнему облику; установлен в лимонит-кальцитовых жилах, секущих известняки. Пирохроит обнаружен в виде ромбоэдрических и пинакоидальных кристаллов с совершенной спайностью по {0001} благодаря слоистой структуре типа брусита. Этим же объясняется его оптический отрицательный знак ($n_0 = 1{,}723$, $n_e = 1{,}681$). Пирохроит — типичный низкотемпературный гидротермальный минерал. Главные линии на рентгенограммах:

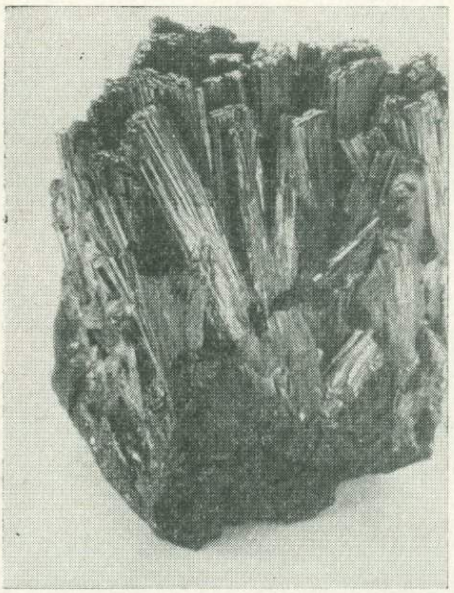
Манганозит 2,561(8) — 2,218(10) — 1,568(10) — 1,337(8) — 1,280(8)
Биксбиит 2,705(10) — 1,836(2) — 1,655(10) — 1,517(2) — 1,409(7) — 1,074(5)
Авиценнит 3,02(10) — 2,06(6) — 1,86(10) — 1,581(8) — 1,258(8) — 1,001(6)
Гроутит 4,17(10) — 2,798(7) — 2,675(7) — 2,369(7) — 2,303(6) — 1,692(6)
Манганит 3,38(10) — 2,62(9) — 2,406(6) — 2,263(7) — 1,661(9) — 1,130(8)
Пирохроит 4,62(8) — 2,44(10) — 1,814(10) — 1,653(8) — 1,560(8) — 1,229(10)

Манганит MnO(OH). Название дано по составу. Содержит 80,66% MnO, 10,22% H_2O и 9,12% O, иногда примеси Fe, Al, Ba, Pb, Cu и др.

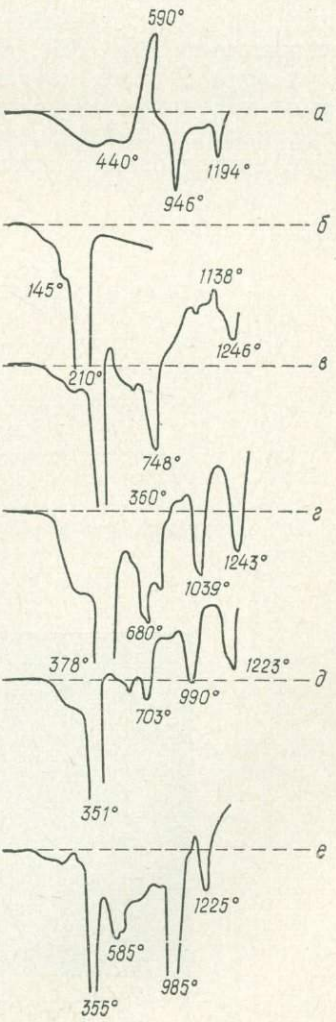
Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $B2_1/d$; $a_0 = 8{,}86$ Å, $b_0 = 5{,}24$ Å, $c_0 = 5{,}70$ Å, $\beta = 90°$, $Z = 8$. Хотя формула минерала аналогична формулам бёмита и лепидокрокита, он характеризуется моноклинной псевдоромбической симметрией вследствие относительно более крупных ионов марганца. Часто встречается в виде хорошо образованных призматических кристаллов с главными формами: m {110}, h {410}, a {100}, u {101}, p {111}, n {121}, f {021} и c {001}. $(010) \wedge (110) = 49°50'$, $(010) \wedge (410) = 78°00'$, $(001) \wedge (101) = 32°50'$, $(001) \wedge (021) = 47°27'$. Кристаллы обычно исштрихованы вдоль оси c и часто образуют пучки из субпараллельно расположенных индивидов (фиг. 204). Двойникование по {011} и {100}.

Физические свойства. Спайность весьма совершенная по {010}, совершенная по {110} и {001}. Тв. 4. Уд. в. 4,33. Цвет черный до стально-серого с полуметаллическим блеском. В очень тонких срезах красно-коричневый; $n_p = 2{,}25$, $n_m = 2{,}25$, $n_g = 2{,}53$, $Np = a$, $Nm = b$, $c \wedge Ng = 4°$. Оптически положительный с малым 2V. В аншлифах серовато-белый с коричневым оттенком, слабо плеохроирует, сильно анизотропный. Кривые ДТА различных манганитов показаны на фиг. 205.

Нахождение. Манганит — низкотемпературный гидротермальный минерал, встречается, кроме того, как существенный компонент вулканогенно-осадочных и осадочных месторождений. Наиболее известное месторождение манганита находится около Ильфельда в Гарце. В зоне выветривания он обычно превращается в пиролюзит и, таким образом, является индикатором месторождений, формирующихся в переходных условиях. Тем самым манганит как бы противостоит карбонату марганца, который образуется в восстановительной среде, и пиролюзитовым месторождениям, возникающим в сильноокислительных условиях.



Ф и г. 204. Манганит, Ильфельд, ФРГ ($^4/_5$ натуральной величины).



Ф и г. 205. Кривые ДТА.

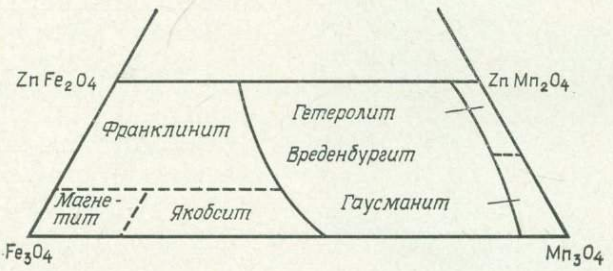
а — манганозита; *б* — пирохроита; *в* — тонкодисперсного манганита; *г* — оолитового манганита; *д* — плотного манганита; *е* — крупнокристаллического манганита.

4. *Группа браунита — гаусманита*

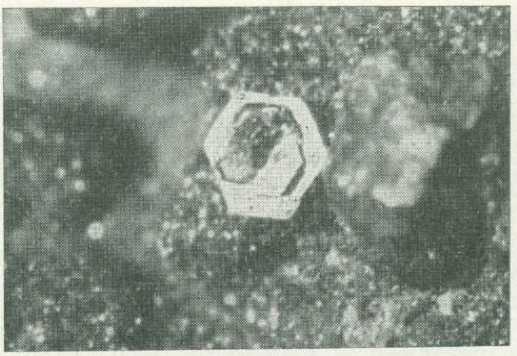
Главные представители этой группы:

		Симметрия	Уд. в.
Браунит	$Mn(Mn, Si)_2O_4$	$I4/acd$	4,75
Гаусманит	$Mn^{2+}Mn^{3+}_2O_4$	$I4_1/amd$	4,84
Гетеролит	$ZnMn_2O_4$	$I4_1/amd$	5,18
Марокит	$CaMn_2O_4$	$Pmab$	4,64
Халькофанит	$ZnMn_3O_7 \cdot 3H_2O$	$P\bar{1}$	4,00
Креднерит	$Cu_2Mn_2O_5$	$C2/m$	5,01

Кроме названных минералов в эту группу также входит гидратированная разновидность гетеролита, *гидрогетеролит*, содержащая 0,5 H_2O. *Вудраффит* $(Zn, Mn)_2Mn_5O_{12} \cdot 4H_2O$ сходен по составу с халькофанитом, образует плотные и почковидные агрегаты черного и серовато-черного цвета. Тв. 4,5. Уд. в. 3,71. *Вреденбургит* представляет собой изоморфную смесь гаусманита, гетеролита, франклинита и магнетита (фиг. 206). *Викманит* $(Mn, Ca)Sn(OH)_6$ изоструктурен со стоттитом $FeGe(OH)_6$, встречается в виде хорошо оформленных октаэдров в Лонгбане, Швеция. Халькофанит — сравнительно распространенный минерал в окисленных месторождениях сфалерита, содержащих карбонаты или силикаты марганца (родохрозит, родонит), образует мельчайшие псевдогексагональные и псевдоромбоэдрические пластинки (фиг. 207). Его структура состоит из чередующихся листов молекул воды и слоев марганцево-кислородных октаэдров $[MnO_6]$, между которыми находятся атомы цинка. Особенности структуры обусловливают его совершенную спайность по {001}, оптически отрицательный характер, сильную анизотропию и плеохроизм в аншлифах. Халькофанит, подобно



Фиг. 206. Диаграмма состава минералов в системе Fe_3O_4 — $ZnFe_2O_4$ — $ZnMn_2O_4$ — Mn_3O_4 (по Масону).



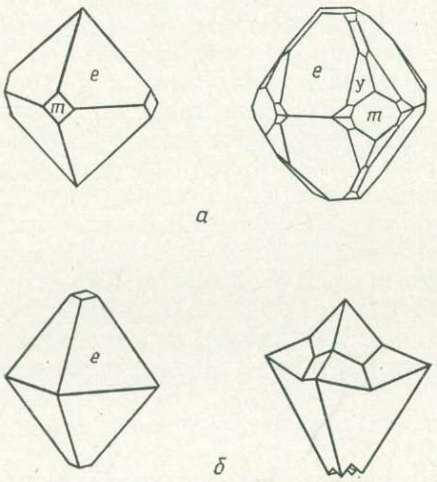
Фиг. 207. Халькофанит, Родопы (× 12).

другим представителям рассматриваемой группы, имеет черный цвет и сильный металлический блеск. Главные линии на рентгенограммах:

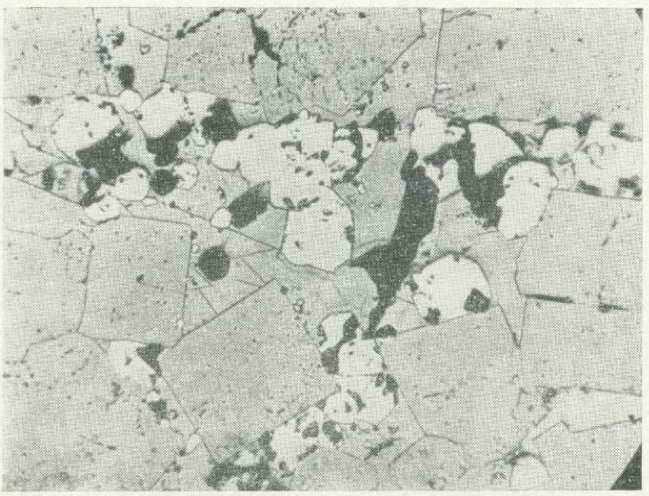
Браунит 2,72(10) — 2,36(5) — 2,15(8) — 1,66(10) — 1,42(8) — 1,08(8)
Гаусманит 3,08(8) — 2,75(8) — 2,48(10) — 1,57(8) — 1,54(10) — 1,44(8)
Гетеролит 2,68(8) — 2,44(10) — 1,51(8) — 1,11(8) — 1,07(8) — 1,014(8)
Марокит 2,71(10) — 2,29(8) — 2,22(10) — 2,07(8)
Гидрогаусманит 4,61(10) — 3,14(5) — 2,47(8) — 2,74(5) — 1,92(8) — 1,53(5)
Гидрогетеролит 2,63(8) — 2,44(10) — 1,56(8) — 1,50(10) — 1,43(8) — 1,014(8)
Халькофанит 7,28(8) — 6,63(10) — 4,02(7) — 3,42(9) — 2,55(6) — 2,22(6)
Вудраффит 4,68(10) — 2,52(7) — 2,10(5) — 1,97(5) — 1,48(8) — 1,41(8)
Креднерит 4,88(6) — 3,66(6) — 2,84(9) — 2,49(10) — 2,40(9) — 1,56(6)

Браунит и гаусманит довольно широко распространены.

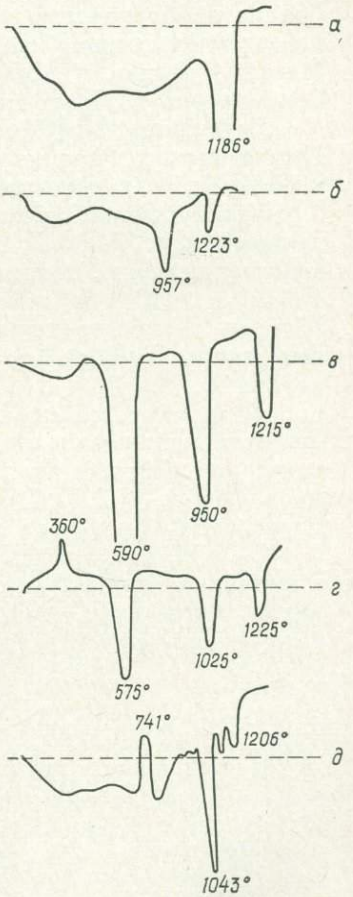
Браунит $(Mn^{4+}, Si)Mn^{2+}_2O_4$. Назван в честь Каммерата Брауна из Готы. Формула минерала изображается еще и так: $Mn^{2+}Mn^{4+}O_3$, $(Mn, Si)_2O_3$



Ф и г. 208. Форма кристаллов браунита (*а*) и гаусманита (*б*).



Ф и г. 209. Кристаллы браунита (серый) в псиломелане (также серый) и гематит (белый) из Постмасбурга, Южная Африка (по Шнейдерхёну), в аншлифе.



Ф и г. 210. Кривые ДТА браунита (*а*), гаусманита (*б*), пиролюзита (*в*), рамсделлита (*г*) и псиломелана (*д*).

и $Mn^{2+}Mn^{4+}_6[O_8/SiO_4]$. Содержит 44,8% MnO, 55,2% MnO_2 и 9,93% SiO_2, иногда железо замещает марганец (до 15% Fe_2O_3).

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $I4/acd$, $a_0 = 13{,}44$ Å, $c_0 = 18{,}93$ Å или тетрагонально-скаленоэдрический в. с. $I4c2$, $a_0 = 9{,}52$ Å, $c = 18{,}68$ Å, Z = 8. Его кристаллы бипирамидальные, псевдооктаэдрические с главными формами: c {011}, m {110}, y {133}, x {131}, n {112} и c {001}; (001)∧(011) = 54°36′, (001)∧(112) = = 44°51′ (фиг. 208). Двойникование по {112}. Также встречается в виде зернистых или массивных агрегатов.

Физические свойства. Совершенная спайность по {112}. Тв. 6—6,5. Уд. в. 4,72—4,83. Цвет черно-коричневый до серого с полуметаллическим блеском; в аншлифах серый, слабо анизотропный (фиг. 209).

Нахождение. Ассоциирует с другими окислами марганца в месторождениях осадочного и гидротермального происхождения; иногда возникновение браунита обусловлено метаморфизмом марганцевистых осадков. Наиболее известны следующие месторождения: Качарвахи в районе Нагпура, Индия; Мигель-Бурниер в Минас-Жераис, Бразилия; Ильфельд в Гарце, ГДР; Сен-Марсель в Пьемонте, Италия; Лонгбан в Швеции и др.

Гаусманит $Mn^{3+}_2Mn^{2+}O_4$. Назван в честь профессора минералогии Гёттингенского университета Хаусмана (1782—1859). Содержит 62% MnO и 38% MnO_2, в качестве примеси присутствуют Zn, Fe, Ca, Ba и Mg.

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $I4_1/amd$; $a_0 = 5{,}75$ Å, $c_0 = 9{,}42$ Å, Z = 4. Кристаллы псевдооктаэдрические, похожие на браунит (фиг. 208). Главные формы: p {011}, e {112}, a {100} и c {011}. (001)∧(011) = 58°34′, (001)∧(112) = 49°10′. Широко распространены двойники по (112), иногда пластинчатые, часто пятерники. Подобно брауниту, встречается в виде зернистых или плотных агрегатов.

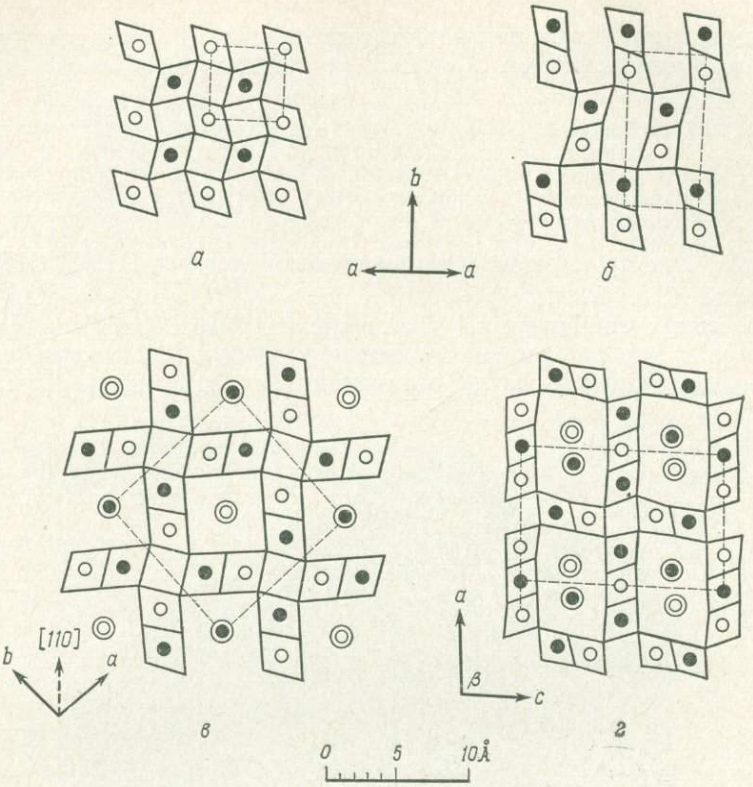
Физические свойства. В отличие от браунита гаусманит имеет совершенную спайность по {001}, а не по {112}. Тв. 5,5. Уд. в. 4,48. Цвет коричневато-черный; в очень тонких срезах просвечивает красновато-коричневым. $n_0 = 2{,}46$, $n_e = 2{,}15$. В аншлифах серовато-белый, отчетливо анизотропный. Кривая ДТА показана на фиг. 210.

Нахождение. Представляет собой типичный высокотемпературный гидротермальный или контактово-метаморфический минерал; ассоциирует с брауннитом, магнетитом, гематитом, баритом, пиролюзитом и некоторыми силикатами марганца. Находится в тех же месторождениях, что и браунит.

5. *Группа пиролюзита — псиломелана*

К названной группе относятся следующие минералы:

		Уд. в.	Тв.
Пиролюзит	β-MnO_2	5,06	6,5
Рамсделлит	MnO_2	4,7	3
Нсутит	$Mn^{4+}_{1-x}Mn^{2+}_xO_{2-2x}(OH)_{2x}$	4,5	5,5
Криптомелан	KMn_8O_{16}	?	?
Манжиронт	$NaMn_8O_{16}\cdot nH_2O$	4,29	7
Голландит	$BaMn_8O_{16}$	4,95	6
Коронадит	$PbMn_8O_{16}$	5,44	5
Цезаролит	$PbMn_3O_7\cdot H_2O$	5,29	4,5
Квенселит	$PbMnO_2(OH)$	6,84	2,5
Тодорокит	$(Ba, Ca)Mn_3O_7\cdot H_2O$	3,67	мягкий
Рансьеит	$CaMn_4O_9\cdot 3H_2O$	?	?
Бирнессит	$(Na, Ca)Mn_7O_{14}\cdot 3H_2O$	3,0	1,5
Литиофорит	$(Al, Li)MnO_2(OH)_2$	3,25	3
Псиломелан	$(Ba, H_2O)_2Mn_5O_{10}$	4,71	6
Аргентомелан	$(Ag_2, Ba\ldots)Mn_3O_7\cdot 3H_2O$	?	3



Ф и г. 211. Схематическое изображение структуры пиролюзита (*а*), рамсделлита (*б*), голландита (*в*) и псиломелана (*г*).

Точки и кружки — марганец; точки внутри кружков — барий; двойные кружки — H_2O (по А. Бистрёму и А. М. Бистрёму).

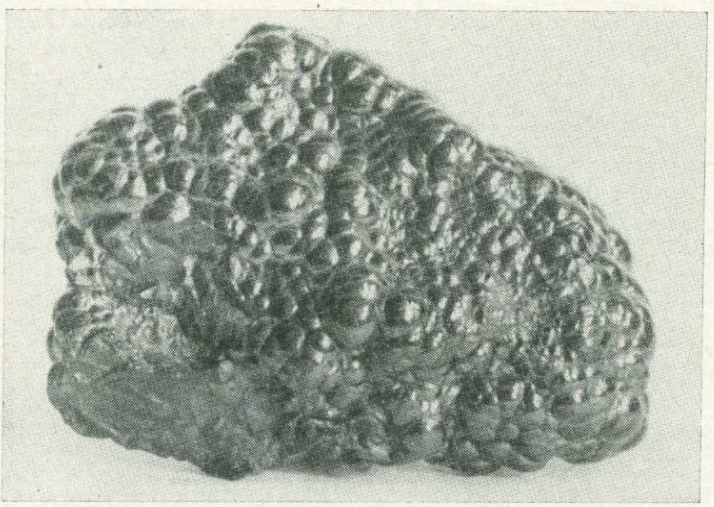
Преимущественно аморфные окислы марганца типа так называемого *вернадита* $MnO_2 \cdot H_2O$ известны под названием *вад*. Они обычно содержат примеси Pb, K, Ba, Co, Cu и др. Разновидности представлены медистым вадом (лампадитом), кобальтовым вадом (асболаном), свинцовым, цинковым, вольфрамовым, железистым, алюминиевым вадами и др. Вады — типичные продукты выветривания довольно сложного состава. Они, вероятно, являются исходным веществом для образования минералов рассматриваемой группы. Происхождение этих минералов связано с селективной адсорбцией добавочных катионов коллоидальными гелями гидроокиси марганца. Последовательность адсорбции обычно соответствует схеме: Ba > > Sr > Ca > K > Na > Li.

Можно отметить кристаллохимическое сходство между большинством минералов данной группы. Основными структурными элементами служат октаэдрические группы $[MnO_6]$, которые слагают простые или сложные цепочки, вытянутые в одном направлении. Главное химическое соединение представлено двуокисью марганца MnO_2, для которой известны четыре полиморфные модификации; две из них встречаются в природе в виде пиролюзита (тетрагональная) и рамсделлита (ромбическая). Разновидность α-MnO_2 устойчива только в том случае, когда в структуру кристалла входят крупные добавочные атомы и ее симметрия характеризуется $I4/m$ (криптомелан) или $I2/m$ (голландит). На фиг. 211 изображены схемы структур наиболее важных минералов рассматриваемой группы. Их структуры строятся путем постепенного группирования октаэдров $[MnO_6]$ и при этом осуществляется переход от простых цепочек (пиролюзит) к структурам с двойными (рамсделлит

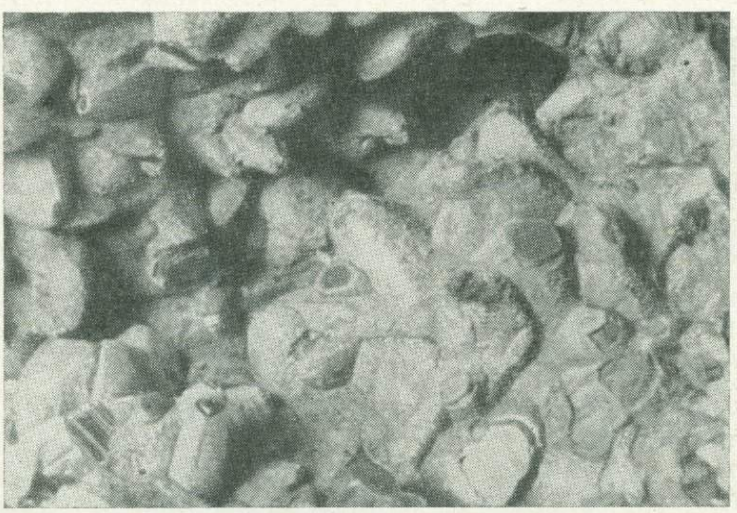
и голландит) и тройными цепочками (псиломелан). Родство между разными минералами подчеркивается сходством следующих параметров:

	a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å	β
Пиролюзит	4,39	4,39	2,87	90°
Рамсделлит	4,53	9,27	2,87	90°
Криптомелан	9,82	9,82	2,86	90°±
Манжироит	9,92	9,92	2,86	90°
Псиломелан	9,56	2,88	13,85	92°30′

Иногда для псиломелана приводится формула $Ba_3(O, OH)_6Mn_8^{4+}O_{16}$, ромбический в. с. $P222$; $a_0 = 9{,}45$ Å, $b_0 = 13{,}90$ Å, $c = 5{,}72$Å, $Z = 2$. За исключением пиролюзита, рамсделлита и квенселита, которые часто встречаются в хорошо раскристаллизованном виде, все другие члены рассматриваемой группы образуют почковидные, гроздьевидные (фиг. 212, 213),



Фиг. 212. Колломорфные агрегаты псиломелана (4/5 натуральной величины).



Фиг. 213. Кристаллы рамсделлита из Кочаш, восточные Родопы.

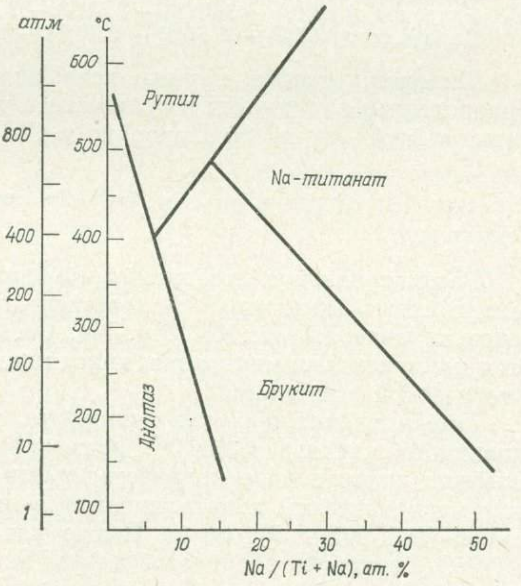
плотные и землистые агрегаты черного или коричневато-черного цвета с полуметаллическим блеском. Главные линии на рентгенограммах:

Нсутит 3,96(10) — 2,43(8) — 2,13(8) — 1,64(8)
Криптомелан 6,86(9) — 4,89(8) — 3,105(10) — 2,387(7) — 2,145(5) — 1,528(6)
Манжироит 2,406(10) — 7,02(10) — 3,14(9) — 4,94(8) — 2,157(7)
Голландит 3,46(6) — 3,113(10) — 2,409(3) — 2,198(3) — 1,657(3) — 1,544(5)
Коронадит 3,47(6) — 3,104(10) — 2,400(4) — 2,205(4) — 1,836(2) — 1,542(5)
Квенселит 3,04(8) — 2,711(7) — 2,281(8) — 1,681(7) — 1,518(8) — 1,364(6)
Рансьеит 7,51(10) — 3,74(8) — 2,70(9) — 2,33(7) — 1,747(5) — 1,416(6)
Бирнессит 7,27(10) — 3,60(3) — 2,44(5) — 1,412(5)
Литиофорит 9,41(9) — 4,70(10) — 2,35(9) — 1,87(8) — 1,55(6) — 1,44(7)
Псиломелан 3,49(8) — 2,842(4) — 2,402(8) — 2,191(10) — 1,816(5) — 1,403(6)
Тодорокит 9,65(10) — 4,81(8) — 3,20(4) — 2,40(4) — 2,216(4) — 1,331(5)
Аргентомелан 6,94(10) — 3,46(7) — 4,06(5) — 2,54(5) — 2,23(5)

Пиролюзит MnO_2. Название означает по-гречески «огонь» и «мыть», поскольку этот минерал применялся для уничтожения цветных оттенков стекла, которые возникают из-за присутствия FeO. Полианитом называют хорошо ограненный пиролюзит, образовавшийся в гипергенных условиях. Содержит 63,19% Mn и 36,81% O, а также некоторое количество катионов, встречающихся в других минералах рассматриваемой группы.

Кристаллохимическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $P4/mnm$, $a_0 = 4{,}39$ Å, $c_0 = 2{,}87$ Å, $Z = 2$. Структура типа рутила (фиг. 211 и 214), благодаря чему он характеризуется преимущественно призматическим и игольчатым габитусом. Главные формы m {110}, h {120}, s {111}, e {011}, (111)∧(001) = = 43°14′, (011)∧(001) = 33°36′. Редко образует двойники по {031} и {032}. Обычно встречается в виде столбчатых или волокнистых агрегатов. Главные линии на рентгенограммах:

Пиролюзит	3,096(10) — 2,396(6) — 2,108(4) — 1,964(4) — 1,618(8) — 1,550(7) — 1,356(5)
Рамсделлит	4,08(10) — 3,10(9) — 2,53(8) — 2,13(5) — 1,88(5) — 1,64(6) — 1,60(7)



Фиг. 214. Диаграмма равновесия систем $TiO_2 — Na_2O — H_2O$ (по Кеесману).

Физические свойства. Совершенная спайность по {110} вследствие цепочечной структуры. Тв. 6—6,5. Уд. в. 5,06, понижающийся до 4,5 для массивных и других агрегатов. Цвет стально-серый до железо-черного, блеск металлический. В отличие от других окислов марганца, которые обладают коричневой или коричневато-черной чертой, пиролюзит характеризуется черной или синевато-черной чертой. В аншлифах кремово-белый с очень слабым плеохроизмом, сильно анизотропный. Кривые ДТА пиролюзита, рамсделлита и псиломелана изображены на фиг. 210.

Нахождение. Пиролюзит — самый распространенный марганцевый минерал, образующийся в сильноокислительных условиях. Наиболее важными являются его месторождения осадочного происхождения и месторождения коры выветривания Чиатура и Никополь в СССР; Индия; Гана; Постмасбург в Южной Африке; Бразилия и др.

6. Группа монтрозеита

К этой группе относятся только окислы ванадия, которые проявляют кристаллохимическое сходство с соответствующими окислами марганца, железа и алюминия.

		Симметрия	Уд. в.
Парамонтрозеит	VO_2	*Pbnm*	?
Монтрозеит	$VO(OH)$	*Pbnm*	4,14
Дуттонит	$VO(OH)_2$	*I2/c*	3,24
Навахоит	$VO(OH)_3$	мон.	2,5
Долоресит	$3V_2O_4 \cdot 4H_2O$	*C2/m*	3,30
Хеггит	$V_2O_2(OH)_3$	*C2/m*	?
Карелианит	V_2O_3	$R\bar{3}c$	?

Монтрозеит имеет структуру типа диаспора (фиг. 202) с водородными связями; в структуре парамонтрозеита такие связи отсутствуют. Последний характеризуется искаженной структурой пиролюзита. Все минералы названной группы неустойчивы и превращаются в *корвусит* $V_2O_4 \cdot 6V_2O_5 \cdot nH_2O$ и *ваноксит* $2V_2O_4 \cdot V_2O_5 \cdot 8H_2O$, которые встречаются в виде черной вкрапленности в песчаниках. Главные линии на рентгенограммах:

Монтрозеит 4,30(10) — 3,38(5) — 2,643(10) — 2,495(5) — 2,216(5) — 1,512(5)
Долоресит 4,70(10) — 3,83(5) — 2,45(5) — 3,16(4) — 1,933(3) — 1,799(2)
Дуттонит 4,40(10) — 3,61(8) — 2,48(2) — 2,454(2) — 1,974(1) — 1,838(2)
Карелианит 3,67(7) — 2,71(9) — 2,49(8) — 1,70(10) — 1,44(4)

Минералы данной группы встречаются в характерных парагенезисах с различными ванадатами и сульфатами урана и также карбонатами свинца, цинка и меди на плато Колорадо в США (фиг. 193).

в. Ti-Nb-Zr-ассоциация

Геохимия

Рассматриваемая ассоциация объединяет примерно шестьдесят минералов; главные металлы в их составе представлены Ti, Nb(Ta), Zr и Sn, менее характерны Fe, Mn, Mg, Na, Ca, TR, U и Th. Эти элементы являются компонентами минералов, находящихся в тесной геохимической и парагенетической ассоциации.

Титан входит в состав минералов преимущественно в виде четырехвалентного катиона O (64 Å), реже в виде трехвалентного. В гипогенных условиях значительное количество титана концентрируется на ранних стадиях магматической кристаллизации в виде ильменитовых скоплений в основной (габброидной) магме. Позже ильменит может превратиться в сфен $CaTiSiO_5$, наиболее распространенный акцессорный минерал средних и кислых изверженных пород. Титан концентрируется также в щелочных породах и связанных с ними пегматитах, в которых образуются перовскит $CaTiO_3$ и разнообразные сложные титаносиликаты. В гидротермальных условиях окислы титана могут возникнуть за счет минералов, содержащих титан, таких, как биотит, роговая обманка и др. Большинство окислов титана устойчиво в экзогенных условиях, но некоторые из них, например перовскит и титансодержащие силикаты, легко разлагаются и освобождают титан, который может концентрироваться вместе с гидроокислами алюминия в месторождениях бокситов.

С титаном тесно ассоциируют *цирконий* и *гафний*, однако они менее распространены, чем титан. В то время как среднее содержание титана в изверженных породах составляет 4400 *г/т*, среднее содержание циркония — 220 *г/т*, а гафния — 4,5 *г/т*. Последний не образует самостоятельных минералов и рассеивается в минералах циркония. Ионные радиусы обоих элементов (Zr и Hf) благодаря лантаноидному сжатию почти одинаковы (Zr^{4+}

0,87 Å, Hf^{4+} 0,86 Å). Один из наиболее важных циркониевых минералов в гипогенных условиях, циркон $ZrSiO_4$, неизменно встречается в виде акцессорного минерала в кислых изверженных породах, а в некоторых сиенитах становится существенным компонентом. Значительное количество циркония концентрируется в пегматитовых месторождениях, где он входит в состав разных окислов или сложных цирконосиликатов. В экзогенных условиях минералы циркония, особенно циркон, устойчивы и поэтому накапливаются в россыпных месторождениях.

Подобно циркону, *олово* также концентрируется в кислых изверженных породах и особенно в связанных с ними продуктах пегматитовой, пневматолитовой и (частично) гидротермальной деятельности. Олово выступает в роли только четырехвалентного катиона Sn^{4+} с ионным радиусом 0,73 или 0,64 Å и может замещать Ti^{4+}, Nb^{5+} и Ta^{5+}. Тесное геохимическое сродство между титаном и оловом проявляется в оловосодержащих сфенах, содержащих до 10% SnO_2, а изоморфизм между названными элементами — в некоторых окислах ниобия и тантала. Наиболее важный минерал олова — касситерит SnO_2 — концентрируется в пневматолитовую и гидротермальную стадии магматической кристаллизации. Касситерит тяжелый и очень устойчивый минерал и поэтому накапливается в речных и морских песках. Однако ряд сульфидов олова, образовавшихся в гидротермальных условиях, легко разлагается при выветривании и превращается в глиноподобное вещество H_2SnO_3, известное под названием *варламовит*, *суксит* или *гидрокассиterит*.

Ниобий и *тантал* чрезвычайно похожи друг на друга в геохимическом и кристаллохимическом отношении. Подобно паре Zr — Hf, ниобий и тантал также имеют почти одинаковые ионные радиусы благодаря лантаноидному сжатию (Nb^{5+} 0,69 Å и Ta^{5+} 0,68 Å); в результате они могут изоморфно замещать друг друга в любых соотношениях. Как правило, оба элемента концентрируются в изверженных породах, повторяя миграцию титана. По-видимому, Nb(Ta) и Zr могут изоморфно замещать друг друга так же, как Nb и Ti. В меньшей степени проявлен изоморфизм между Ta и Ti. Ниобий — относительно более распространенный элемент, чем тантал (24 *г/т* Nb и 2,1 *г/т* Ta — среднее содержание в изверженных породах). Характерно обогащение ниобием щелочных пород (нефелиновые сиениты содержат до 310 *г/т* Nb) и относительно высокое содержание тантала в гранитах (4,2 *г/т* Ta). Однако наиболее типична концентрация обоих элементов в пегматитах. Их распределение в экзогенных условиях определяется распределением главных петрогенных элементов, при этом наибольшее количество ниобия и тантала находится в отложениях, богатых алюминием (бокситы и каолиновые залежи).

1. Группа рутила

К этой группе относятся полиморфные модификации TiO_2 (*рутил*, *брукит*, *анатаз*), *касситерит* SnO_2, *кальциртит* $CaTiZr_3O_9$ и *бадделеит* ZrO_2. Рутил и касситерит тетрагональные и оба изоструктурны. Бадделеит — относительно редкий минерал, моноклинно-призматический в. с. $P2_1/c$, образует короткопризматические и таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью по {001}. Цвет зеленоватый почти до черного. Тв. 6,5. Уд. в. 5,59. Главные линии на рентгенограмме: 3,16(10) — 2,826(8) — 2,611(6) — 1,845(6) — 1,807(6). Кальциртит — тетрагональный, обладает структурой типа флюорита, которая является производной от тетрагональной или кубической структуры ZrO_2. Считается, что минерал представляет собой твердый раствор. Уд. в. 5,09, $n_e = 2{,}25$, $n_o = 2{,}20$; главные линии на рентгенограмме: 2,945(10) — 2,552(6) — 1,801(10) — 1,53(9) — 1,707(7) — 1,139(5).

Редледжеит $(Mg, Ca, OH, H_2O)_{\leqslant 2}$ $[(Ti_6Cr_{1,5}Si_{0,5})_8O_{15}]$ и *прайдерит* $(K, Ba)_{1,5}$ $[(Ti, Fe)_8O_{16}]$ в структурном отношении соответствуют рутилу, как криптомелан и голландит — пиролюзиту. Редледжеит — тетрагональный, $I4_1/a$, $a_0 = 20{,}23$ Å, $c_0 = 5{,}88$ Å. Главные линии на рентгенограмме: 3,189(10) — 2,460(9) — 2,215(9) — 1,881(8) — 1,681(8) — 1,585(9) — 1,393(9) для редледжеита и 7,14—5,05—3,196—2,475—1,891 для прайдерита.

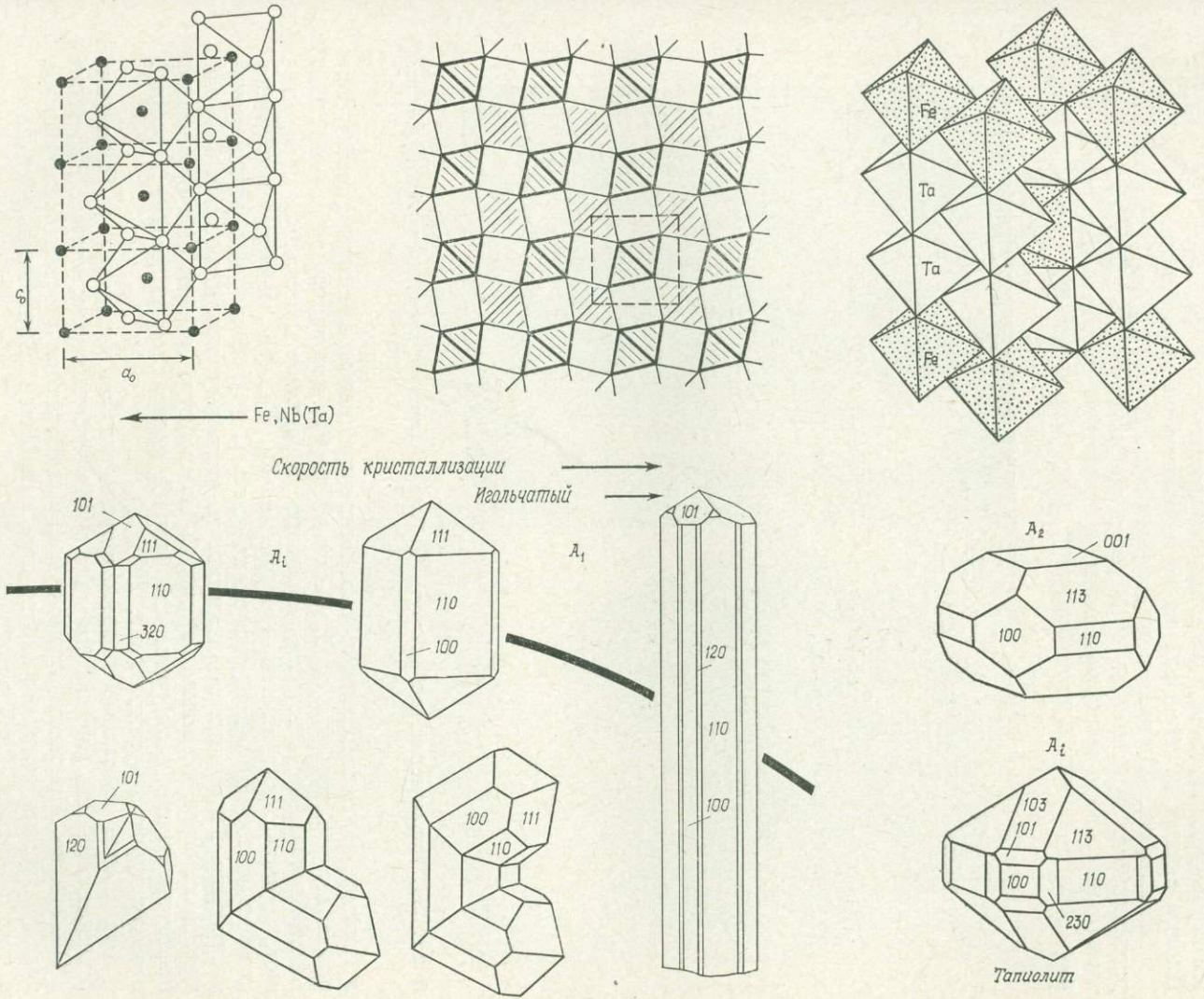
Из трех полиморфных модификаций TiO_2 рутил наиболее распространен, его образованию способствует присутствие железа. Дефицит железа или его отсутствие обусловливает образование анатаза, тогда как брукит возникает преимущественно при наличии ниобия. Поля устойчивости этих трех минералов, по-видимому, зависят от щелочности растворов, что доказано экспериментально. Брукит образуется при температуре ниже 400° С из щелочных растворов с повышенным содержанием натрия. Последний, вероятно, стабилизирует структуру брукита. В слабощелочных растворах кристаллизуется анатаз (фиг. 214).

Рутил TiO_2. Название произошло от латинского слова, означающего «красный», соответственно его цвету. *Нигрин* — разновидность рутила, богатая железом. *Стрюверитом* называют рутил, содержащий ниобий

Фиг. 215. Сагенит в измененной пластинке биотита.

и тантал. *Сагенит* — это сетчатые сростки игольчатого рутила (фиг. 215). Содержит 60% Ti, но в природном рутиле всегда имеются примеси Fe, Sn, Nb и Ta.

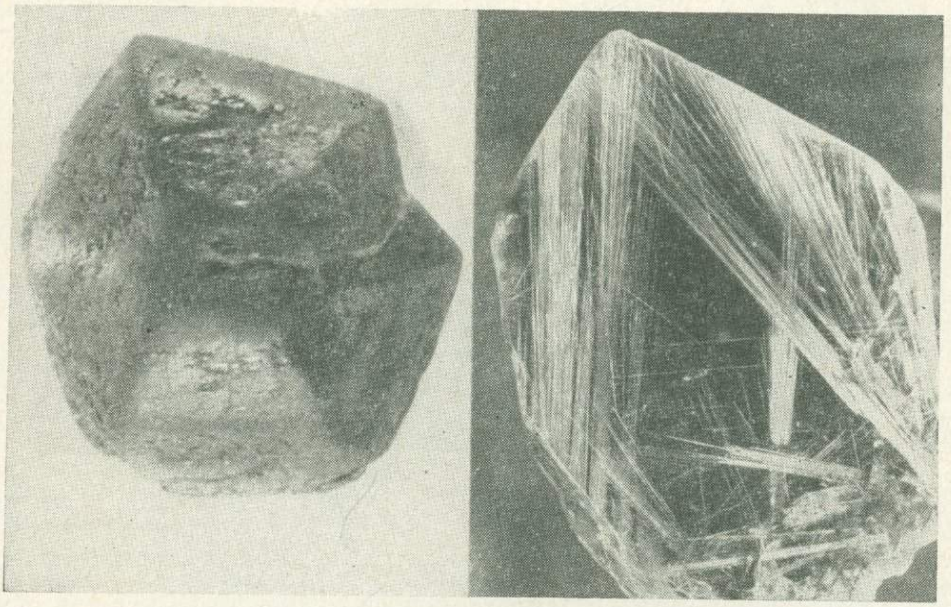
Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $P4_2/mnm$, $a_0 = 4{,}58$ Å, $c = 2{,}95$ Å, $Z = 2$. Его структура принята за структурный тип для целого ряда соединений с общей формулой AX_2. Состоит из октаэдров $[TiO_6]$, связанных между собой двумя общими ребрами, при этом образуются цепочки, параллельные оси c; последняя лежит в плоскости, соответствующей слоям плотнейшей гексагональной упаковки (фиг. 216). Этим и объясняется частое двойникование по плоскости {011} под углом 120° (фиг. 216). Кристаллы рутила призматические длиннопризматические и игольчатые (фиг. 217). Главные формы: m {110}, a {100}, h {120}, l {130}, x {140}, r {230} и u {170} для зоны призм, e {101}, s {111}, v {031}, w {051}, t {133}, f {233}, z {231} и др.— для концевых граней. $(011) \wedge (111) = 42°20'$, $(001) \wedge (101) = 32°47'$, $(111) \wedge (\bar{1}11) = 56°51'$. Благодаря сходству структур и размеров элементарных ячеек часто встречаются ориентированные нарастания рутила на гематит, магнетит, ильменит, слюду, кварц и другие минералы. Главные линии на рентгенограмме: 3,24(9) — 2,488(8) 2,189(7) — 1,689(10) —1,624(8)—1,362(6).



Ф и г. 216. Структура и форма кристаллов рутила и тапиолита.

Физические свойства. Отчетливо проявляется спайность по {110} вследствие цепочечной структуры. Тв. 6—6,5. Уд. в. от 4,23 до 4,4 для разновидностей, содержащих железо, и до 5,6 для рутилов с ниобием и танталом. Цвет коричневато-красный почти до черного; в проходящем свете красный, плеохроирует, $N_e > N_o$, высокое двупреломление ($n_o = 2{,}6$, $n_e = 2{,}9$). Иногда оптически двуосный из-за механической деформации.

Нахождение. Из трех полиморфных модификаций TiO_2 рутил наиболее устойчив; как правило, он образуется при высоких температурах. Гидротермальные кварц-рутиловые жилы и пегматиты представляют собой важные месторождения этого минерала; встречается обычно в амфиболитах



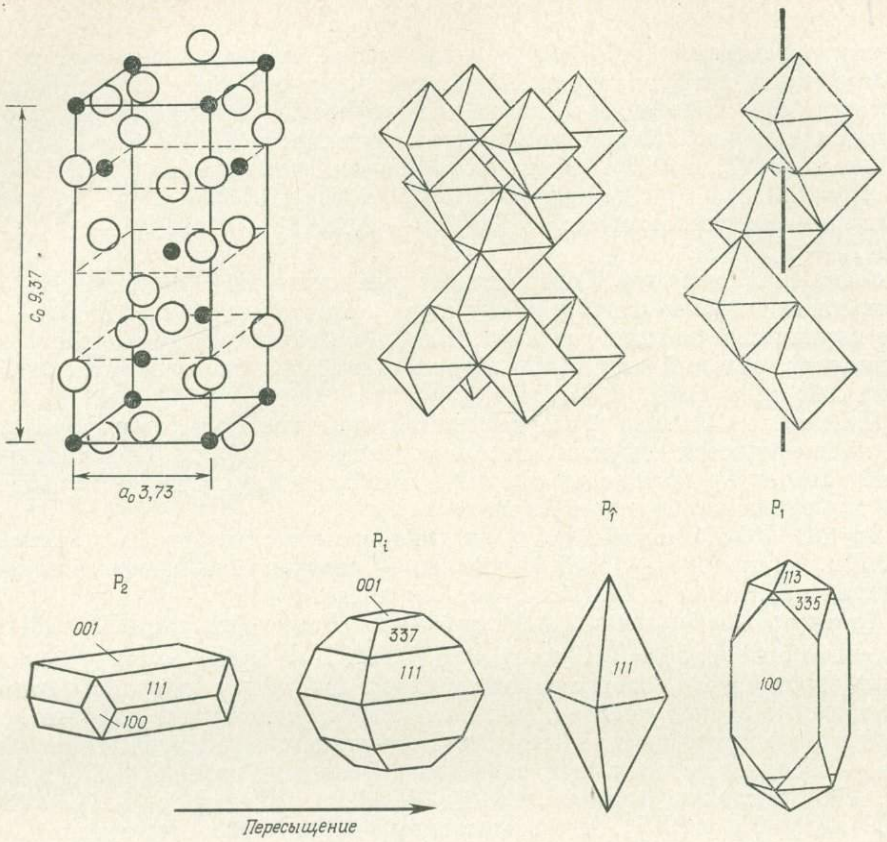
Фиг. 217. Циклический двойник рутила, Родопы (слева) и иголочки рутила в кварце (справа).

и гнейсах. В соответствии со своей типично аксиальной структурой рутил проявляет тенденцию к образованию габитуса, изображенного на фиг. 216. Бипирамидальные кристаллы, очевидно, возникают при слабом пересыщении, вероятно, под влиянием примесей (Fe, Ta, Nb), которые ослабляют цепи из октаэдров, вытянутые вдоль оси *c*. С другой стороны, длиннопризматические и игольчатые кристаллы, по-видимому, возникают при быстрой кристаллизации. Влияние примесей на габитус рутила подчеркивается преимущественно изометрической формой кристаллов тапиолита, который изоструктурен с рутилом (фиг. 216).

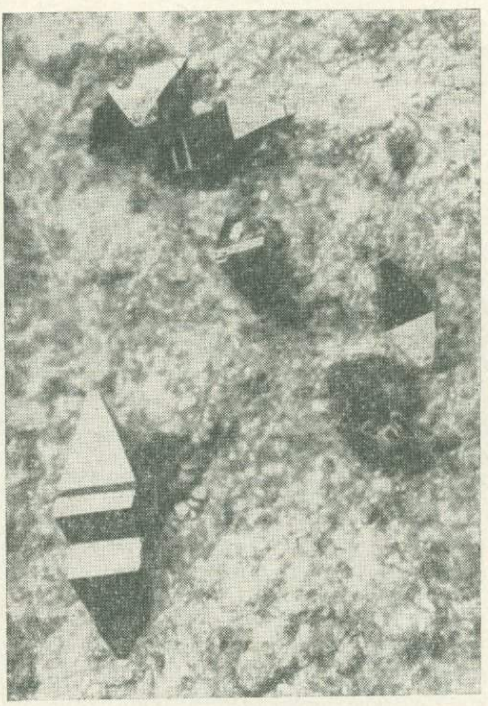
Наиболее известные месторождения рутила находятся в Норвегии; Швеции; в СССР на Урале, особенно в Ильменских горах; в штате Виргиния в США и др. Красивые кристаллы его встречаются в жилах альпийского типа (в качестве примеров можно привести Тавеч, Биннеталь, Сен-Готард и другие места в Швейцарии).

Анатаз TiO_2. Название имеет греческое происхождение и обязано бипирамидальной форме минерала, более острой, чем бипирамиды других тетрагональных минералов.

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $I4_1/amd$, $a_0 = 3{,}73$ Å, $c = 9{,}37$ Å, $Z = 4$. Его структура изображена на фиг. 218. Каждый октаэдр $[TiO_6]$ соединяется с четырьмя



Ф и г. 218. Наверху — структура анатаза, изображенная при помощи координационных полиэдров (справа), которые располагаются по спирали вдоль оси *c* (крайний правый рисунок). Внизу — габитусные типы анатаза.



Ф и г. 219. Кристалл анатаза из Раурис, Зальцбург (× 6,4).

другими октаэдрами $[TiO_6]$ через общие ребра, при этом образуются спиральные цепи вокруг каждой четверной винтовой оси. В соответствии со структурой кристаллы анатаза, как правило, представлены острыми дипирамидами (фиг. 218 и 219) с главными формами: *p* {011}, *a* {010}, *m* {110}, *z* {013}, *v* {017}, *e* {035}. Редко встречаются двойники по {112}. $(001)\wedge(011) = 68°18'$, $(001)\wedge(035) = 56°27'$, $(001)\wedge(013) = 39°57'$. Главные линии на рентгенограмме: 3,508(10) — 1,887(9) — 1,696(7) — 1,662(7) — 1,447(7) — 1,261(7).

Физические свойства. Совершенная спайность по {001} и {011}, соответствующая слабым связям в структуре. Тв. 5,5—6. Уд. в. 3,82—3,97. Цвет коричневый разных оттенков. Блеск алмазный. В проходящем свете коричневый, зеленый или голубой, слабо плеохроичный. Оптически отрицательный: $n_o = 2{,}56$, $n_e = 2{,}49$.

Нахождение. Анатаз образуется в природе в тех же условиях, что и рутил, но встречается он реже, поскольку менее устойчив. При температуре 915° анатаз превращается в рутил. Наиболее известные месторождения этого минерала находятся в Альпах.

Брукит TiO_2. Назван в честь английского кристаллографа и минералога Г. Дж. Брука (1771—1851). *Арканзит* — морфологическая разновидность брукита, найденная в Магнет-Ковe, Арканзас.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pcab*, $a_0 = 5{,}44$ Å, $b_0 = 9{,}17$ Å, $c_0 = 5{,}135$ Å. Z = 8. Его структура состоит из октаэдров $[TiO_6]$, соединяющихся через три общих ребра с соседними октаэдрами. Подобно анатазу, в подавляющем большинстве случаев встречается в виде кристаллов, обычно пластинчатых или таблитчатых по {010}, реже — псевдогексагональных вследствие развития граней {120} и {111} (фиг. 220). Главные формы: *b* {010}, *M* {120}, *e* {111}, *z* {122}, *t* {201}, *a* {100}, *l* {140}, *y* {012}. Его вычисленный габитус соответствует комбинации {100}, {120} и {111} и, таким образом, представляет собой габитус арканзита. Главные линии на рентгенограмме: 3,46(6) — 3,22(10) — 2,87(6)— 2,45(8) — 2,17(4) — 1,881(4) — 1,681(10) — 1,619(6) — 1,356(8).

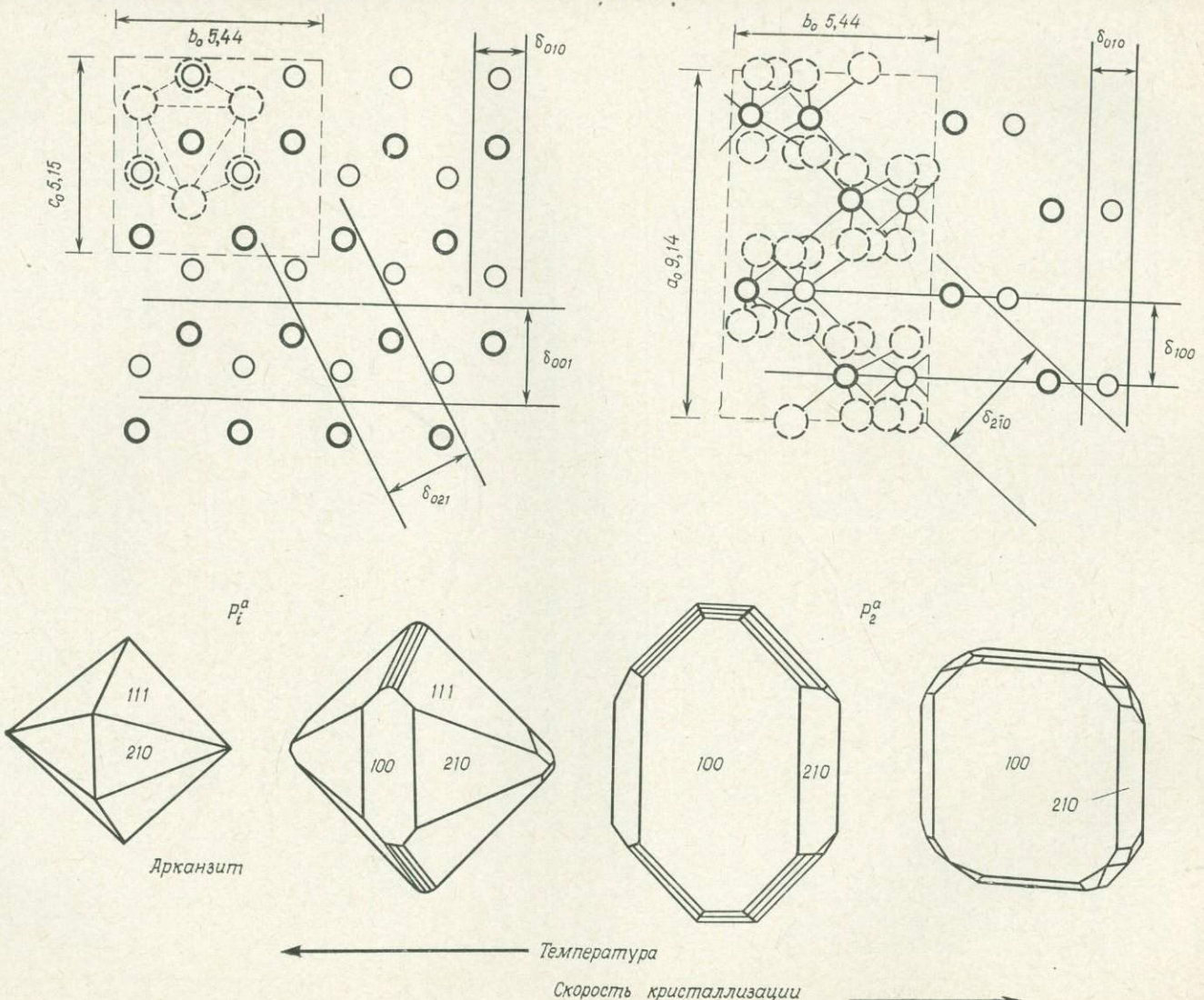
Физические свойства. Неясная спайность по {120}. Тв. 5,5—6. Уд. в. 4,14. Цвет коричневато-черный до красновато-коричневого. В проходящем свете желтовато-коричневый, слабо плеохроичный. Схема адсорбции: $Ng > Nm > Np$; очень сильная дисперсия $r > v$ при $\lambda > 555$ *ммк* и $r < v$ при $\lambda < 555$ *ммк*. В желто-зеленом свете минерал оптически одноосный. $n_g = 2{,}700$, $n_m = 2{,}584$, $n_p = 2{,}583$, двуосный, положительный.

Нахождение. Аналогичное рутилу и анатазу.

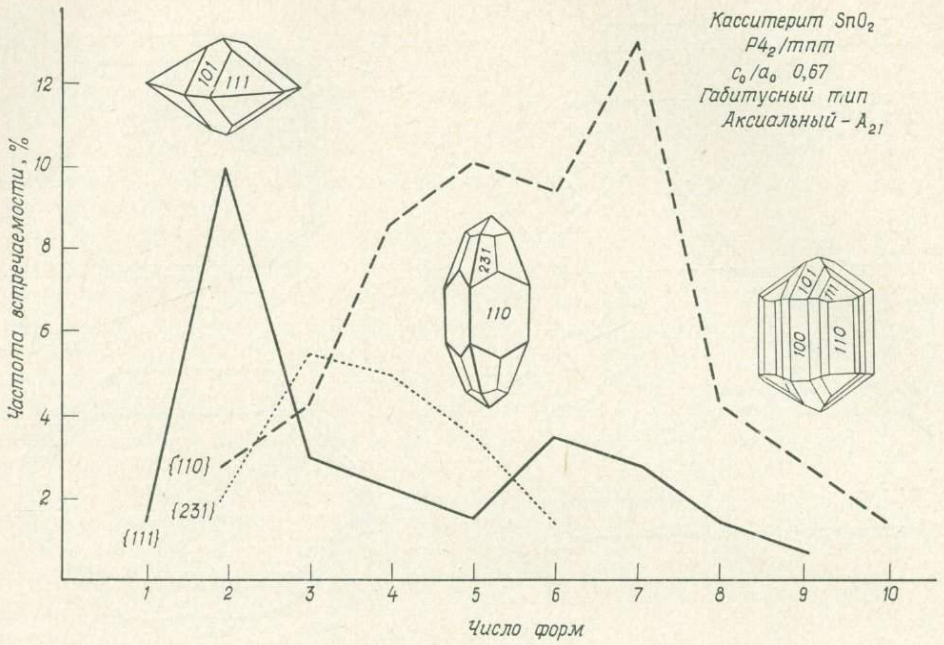
Касситерит SnO_2. Название в переводе с греческого означает олово. Содержит до 95% SnO_2, другие компоненты представлены преимущественно Fe_2O_3, Ta_2O_5 и Nb_2O_5. *Айналит* содержит до 9% Ta_2O_5. Главные примеси в касситерите находятся, вероятно, в виде механических включений, а не в форме изоморфного вхождения элементов [1]. Деревянистое олово — плотная волокнистая разновидность касситерита.

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $P4_1/mnm$, $a_0 = 4{,}72$ Å, $c = 3{,}17$ Å, Z = 2. Изоструктурен с рутилом, откуда вытекает сходство их габитусов (фиг. 222). Главные формы: *m* {110}, *a* {010}, *h* {120}, *r* {230}, *e* {011}, *s* {111}, *i* {552}, *t* {133}, *z* {231} и *c* {001}, $(001)\wedge(111) = 43°33'$, $(001)\wedge(011) = 33°55'$, $(111)\wedge(1\bar{1}1) = 58°19'$. Часто встречаются двойники по {011}, как и у рутила. Главные линии на рентгенограмме: 3,333(5) — 2,631(6) — 1,758(8) — 1,213(6) — 1,079(7) — 1,059(6).

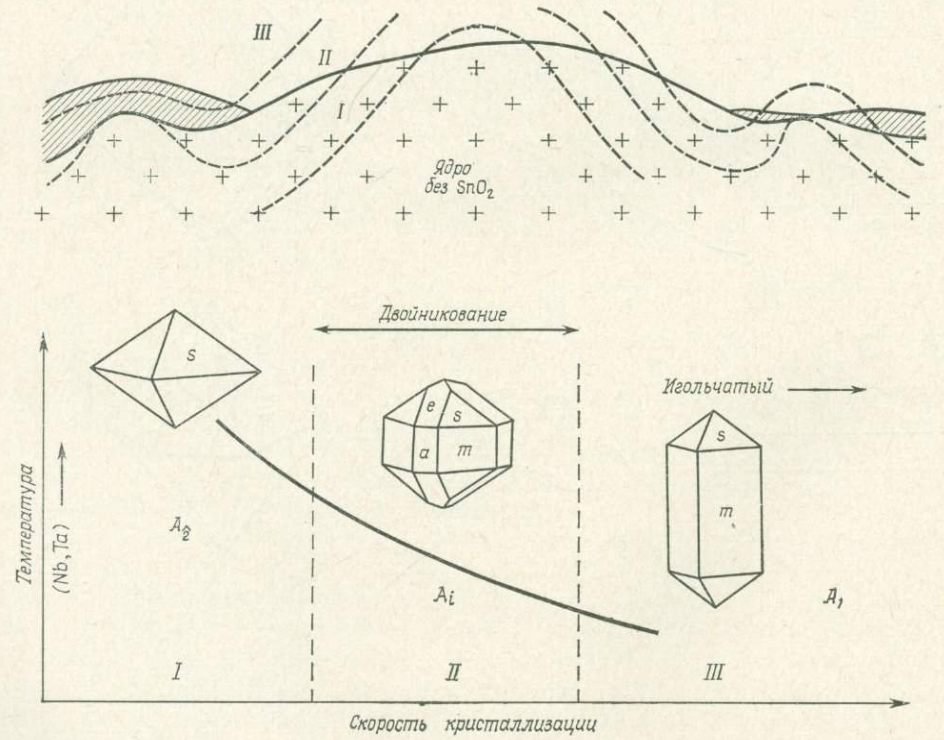
[1] В касситерит в виде изоморфной примеси может входить 0,1—0,2% Ta_2O_5 + + Nb_2O_5. При более высоких содержаниях этих элементов обнаруживаются субмикроскопические включения минералов тантала и ниобия.— *Прим. перев.*



Ф и г. 220. Структура брукита в проекции на плоскости (100) и (001), частично показана с атомами кислорода — двойные кружки (вверху). Габитусные типы брукита в зависимости от температуры и скорости кристаллизации (внизу).



Ф и г. 221. Вывод главных габитусных типов касситерита.



Ф и г. 222. Распределение габитусных типов касситерита внутри и вокруг гранитного батолита, Калима, Африка (по Варламову).

Физические свойства. В отличие от рутила касситерит обладает несовершенной спайностью по {110} и {100}. Тв. 6—7. Уд. в. 7,02. Цвет желтовато-коричневый и красновато-коричневый. Блеск алмазный или жирный, как у рутила. В проходящем свете слабо плеохроирует, $Ne > No$. Оптически положительный, $n_o = 2{,}006$, $n_e = 2{,}097$.

Нахождение. Касситерит — типичный продукт пневматолитовой деятельности, генетически связанной с гранитными интрузиями. В пегматитовых жилах он дипирамидальный, красного цвета, что обусловлено примесью ниобия. Касситерит из кварцевых и сульфидных жил часто сдвойникован, имеет призматический габитус и обогащен вольфрамом (включения вольфрамита). Образование касситерита в гранитах сопровождается превращением последних в агрегат мусковита или литиевых слюд, кварца, топаза, флюорита, турмалина и других минералов (так называемый грейзен). Важные месторождения его находятся в Малайе, Бирме, Восточной Сибири, в СССР, Нигерии, Квинсленде в Австралии, Корнуэлле в Англии, Альтенберге в Саксонии, ГДР и в других местах.

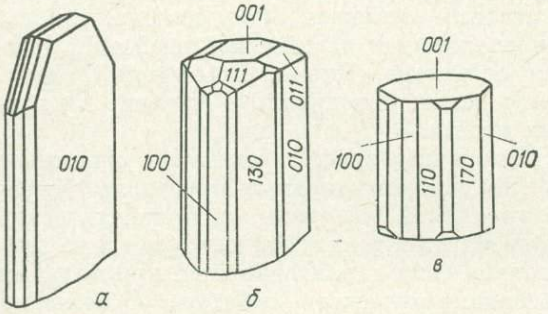
Интересным с морфологической точки зрения является оловянное месторождение Калима в Конго, где дипирамидальные кристаллы встречаются на низких горизонтах в гранитной интрузии, а призматические кристаллы — на самых высоких горизонтах в гранитной интрузии и во вмещающих породах, тогда как переходная зона характеризуется кристаллами короткопризматического или псевдоизометрического габитуса с большим количеством граней (фиг. 222). Таким образом, распределение касситерита хорошо согласуется с показанным на фиг. 221 статистическим распределением главных габитусных типов бипирамидального A_2, призматического A_1 и переходного псевдоизотермического A_i, самого богатого формами. Развитие габитусных типов явно соответствует основным физико-химическим факторам: температуре, скорости кристаллизации и примесям, которые оказывают влияние на образование типичной цепочечной структуры.

Другой яркий пример в этом отношении представляют боливийские оловорудные месторождения, среди которых Альфельд выделяет следующие основные генетические типы: пегматитовый — бипирамидальные кристаллы с гранями {111} и {101}; пневматолитовый — призматические и изометрические с гранями {111}, {110} и {100}, гидротермальный — длиннопризматические с {110} и {111}, вулканогенный или гипергенный — скрытокристаллические образования (деревянистое олово).

2. Группа колумбита — танталита

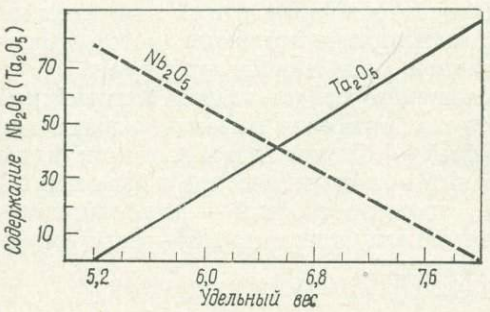
Минералы этой группы имеют общую формулу AB_2O_6 и в структурном отношении близки к минералам группы рутила. В приведенной формуле A представлено Fe^{2+} или Mn^{2+}, B — Nb и Ta. Кроме *колумбита* и *танталита* (Fe, Mn)(Nb, Ta)$_2$O$_6$, к этой группе относятся *магноколумбит* $MgNb_2O_6$, *тапиолит* $FeTa_2O_6$, *моссит* Fe(Nb, Ta)$_2$O$_6$, *уоджинит* (Ta, Nb, Sn, Mn, Fe)$_{16}$O$_{32}$ и *торолит* Sn(Nb, Ta)$_2$O$_7$. За исключением двух последних моноклинных минералов, $C2_1/c$, другие представители рассматриваемой группы тетрагональные или ромбические. Тапиолит и моссит имеют структуру типа рутила, в которой два октаэдра [(Ta, Nb)O$_6$] чередуются с одним октаэдром [FeO$_6$] вдоль тетрагональной оси (фиг. 214). Главные линии на рентгенограммах: 3,33(8) — 2,57(8) — 1,75(10) — 1,405(7) — 1,214(6) — 1,070(7) для тапиолита и 3,64(7) — 2,98(10) — 2,95(9) — 2,49(3) — 1,767(3) для уоджинита.

Колумбит— танталит (Fe, Mn) (Nb, Ta)$_2$O$_6$. Колумбит назван по старому названию Америки, где был найден первый образец этого минерала. Танталит — в честь мифического Тантала из-за трудной растворимости его в кислотах. Чистый колумбит с соотношением Fe : Mn = 1 : 1 содержит 10,49%



Фиг. 223. Форма кристаллов колумбита (*а*, *б*) и танталита (*в*).

Фиг. 224. Колумбит, Родопы (×6,4).



Фиг. 225. Изменение удельного веса колумбита и танталита в зависимости от содержания Nb_2O_5 и Ta_2O_5.

MnO, 10,63% FeO и 78,88% Nb_2O_5, тогда как в чистом танталите имеется 6,90% MnO, 6,98% FeO и 86,12% Ta_2O_5. В большинстве образцов колумбита — танталита установлены некоторые количества олова, а во многих содержится также W, Ti, Y, Ce и U. По химическому составу выделяют следующие разновидности: ферроколумбит, манганоколумбит, ферротанталит и манганотанталит (альваролит).

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pcan*, $a_0 = 5{,}08$ Å, $b_0 = 14{,}24$ Å, $c = 5{,}73$ Å, $Z = 4$. Структура типа брукита. Кристаллы колумбита — танталита таблитчатые или короткопризматические (фиг. 223 и 224); главные формы: *b* {010}, *c* {001}, *m* {110}, *g* {130}, *d* {170}, *y* {160}, *u* {111}, *l* {012}, *o* {131}, *s* {221}, *n* {211}, *k* {011}, *h* {021} и *e* {201}; (010) ∧ (110) = 68°05′, (010) ∧ (130) = 39°39′, (001) ∧ (011) = = 19°42′. Часто сдвойникован по {201}. Главные линии на рентгенограммах:

Колумбит 3,66(7) — 2,968(10) — 1,767(6) — 1,735(7) — 1,712(8) — 1,457(9)
Танталит 3,64(7) — 2,97(10) — 1,90(6) — 1,77(7) — 1,74(7) — 1,72(9) — 1,458(9)
Магноколумбит 2,955(10) — 1,723(9) — 1,535(9) — 1,454(9) — 1,197(9)

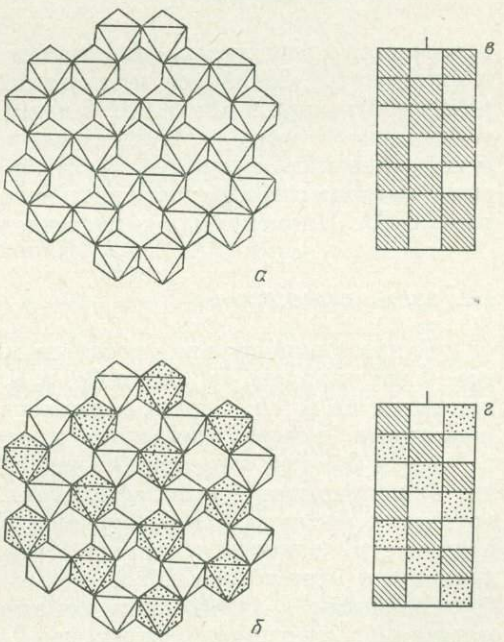
Физические свойства. Неясная спайность по {010}. Тв. 6, для танталита 6,5. Удельный вес изменяется примерно от 5 для колумбита до 8 для танталита (фиг. 225). Цвет черный. В очень тонких осколках или срезах просвечивает красновато-коричневым и сильно плеохроирует; схема адсорбции: $Ng > Nm > Np.n$ от 2,2 до 2,5; (+) 2V большой. Почти чистый манганотанталит прозрачен.

Нахождение. И колумбит, и танталит — характерные минералы гранитных пегматитов, в которых они ассоциируют с альбитом, микроклином, бериллом, турмалином, сподуменом, петалитом и другими литиевыми минералами, касситеритом и т. д. Поскольку колумбит и танталит, подобно другим минералам рассматриваемой ассоциации, устойчивы, они накапливаются в россыпях. Наиболее важные месторождения находятся в Норвегии и Швеции; на Мадагаскаре; в Западной Австралии; в Бразилии; в Южной Дакоте в США; в Канаде и др.

3. Группа ильменита

К данной группе относятся *ильменит* $FeTiO_3$, *пирофанит* $MnTiO_3$, *гейкилит* $MgTiO_3$, *псевдобрукит* Fe_2TiO_5 и *кеннедиит* $Fe_2MgTi_3O_{10}$, при этом первые три изоструктурны $R\bar{3}$, а два других тоже изоструктурны, но ромбические, *Bbmm*. Разновидности представлены *давидитом* (урансодержащий ильменит) и *сенаитом* (пирофанит, содержащий железо и свинец). *Ландауит* $(Mn, Zn, Fe)(Fe, Ti)_3O_7$ — моноклинный. Главные линии на рентгенограммах:

Псевдобрукит	4,90(5) — 2,483(10) — 2,402(3) — 1,971(3) — 1,862(3) — 1,54(4)
Кенедиит	4,88(8) — 3,485(10) — 2,743(8) — 2,450(5) — 1,970(5) — 1,865(8)
Ландауит	2,83(10) — 2,21(7) — 2,11(9) — 1,780(8) — 1,582(8) — 1,429(8)



Ф и г. 226. Схематическое изображение структуры ильменита (*б*) в сравнении со структурой гематита (*а*) в плоскости, перпендикулярной тройной оси, и в плоскости, параллельной тройной оси (*в*) (по Белову).

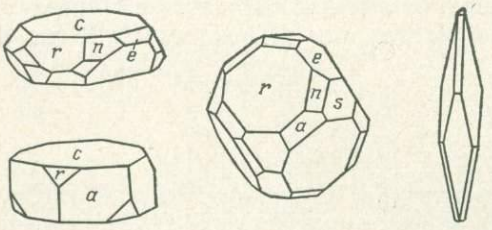
Ильменит $FeTiO_3$. Название дано по месту его нахождения в Ильменских горах. Чистый минерал содержит 52,66% TiO_2 и 47,34% FeO. Природные ильмениты, которые содержат пирофанитовую или гейкилитовую молекулы, называются манганильменит или пикроильменит. *Кричтонитом* долгое время называли разновидность с формой острого ромбоэдра; она обогащена титаном и наряду с Fe^{2+} содержит Fe^{3+}.

Кристаллографическая характеристика. Ромбоэдрический в. с. $R\bar{3}$, $a_0 = 5{,}083$ Å, $c_0 = 14{,}04$ Å (ильменит); $a_0 = 5{,}086$ Å, $c = 14{,}09$ Å (гейкилит); $a_0 = 5{,}126$ Å, $c_0 = 14{,}33$ Å (пирофанит); $Z = 2$. Ильменит имеет структуру типа корунда или гематита, но характеризуется более низкой симметрией вследствие чередования двух видов катионов вдоль оси *c* (фиг. 226). Кристаллы таблитчатые или пластинчатые (пирофанит), реже с формой острого ром-

боэдра (кричтонит); также встречается в виде массивных агрегатов. Главные формы: *c* {0001}, *r* {10$\bar{1}$1}, *a* {11$\bar{2}$0}, *e* {01$\bar{1}$2}, *n* {22$\bar{4}$3}, *m* {10$\bar{1}$0}, *s* {02$\bar{2}$1}; (0001) $\wedge$ (10$\bar{1}$1) = 57°58′, (0001) $\wedge$ (22$\bar{4}$3) = 61°33′, (0001) $\wedge$ $\wedge$ (01$\bar{1}$2) = 38°38′. Двойники по {0001} и {10$\bar{1}$1}, последние — тонкослоистые. Главные линии на рентгенограммах:

Ильменит 2,74(10) — 2,53(9) — 1,865(6) — 1,720(8) — 1,504(7) — 1,465(7)
Гейкилит 3,73(5) — 2,74(10) — 2,55(7) — 2,23(8) — 1,86(6) — 1,715(9)

Физические свойства. Изоморфные замещения двухвалентных катионов в минералах ильменитового ряда оказывают большое влияние на спайность соответствующих членов: у ильменита спайность отсутствует, гейкилит характеризуется отчетливой спайностью по {10$\bar{1}$1}, а у пирофанита наблюдается совершенная спайность по {02$\bar{2}$1} и отчетливая по {10$\bar{1}$2}. Тв. 5—6. Уд. в. 4,72. Цвет черный или коричневато-черный, блеск металлический и полуметаллический.



Фиг. 227. Форма кристаллов ильменита и кричтонита.

Нахождение. Ильменит — типичный магматогенный минерал, встречается в виде вкрапленности или сегрегаций в основных породах (габбро и анортозиты). Наиболее значительные месторождения этого типа имеются в Айрон-Маунтин в штате Вайоминг, США; в Аллард-Лейк, Квебек, Канада; в Экерсунд и Крагерё, Норвегия и др. Благодаря устойчивости ильменита к выветриванию во многих местах образуются богатые аллювиальные россыпи, например прибрежные россыпи в Траванкоре, Южная Индия, и во Флориде, США. Ильменит также встречается в пегматитовых и кварцевых жилах.

4. *Группа перовскита*

К названной группе относятся минералы с общей формулой $A_{2-x}B_2O_6$, где *A* представлено Ca, Na и Ce, а *B* — Ti и Nb. Добавочными элементами являются Fe и Th. Состав минералов можно отобразить различными соотношениями четырех конечных членов: $Ca_2Ti_2O_6$, Ca_2FeNbO_6, $Na_2Nb_2O_6$ и $NaCeTi_2O_6$, при этом первые два образуют прерывистый ряд, а два других — непрерывный изоморфный ряд. Главные минералы рассматриваемой группы: *перовскит* $CaTiO_3$, *луешит* $NaNbO_3$ и *лопарит* $NaCeTi_2O_6$. К разновидностям относятся *кнопит*, *дизаналит* (оба содержат железо), *ниоболопарит* и *иринит* (с Th).

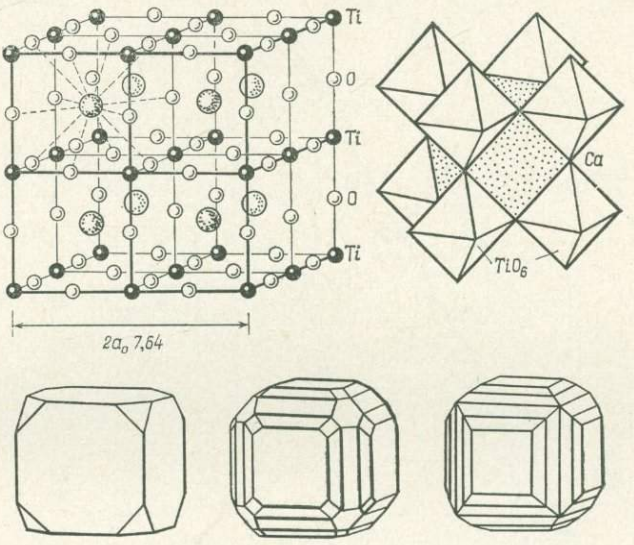
Сходными в химическом отношении и различными в кристаллохимическом отношении являются следующие минералы: *циркелит* $(Ca, Fe, Th)_2(Zr, Ti)_2O_5$, *улигит* $Ca(Ti, Al, Zr)_3O_7$; *цирконолит* $CaZrTi_2O_7$, *фройденбергит* $Na_2Fe_2Ti_7O_{18}$, *торутит* $(Th, U, Ca)_2Ti_4O_{12}\cdot H_2O$, *кафетит* $CaFe_2Ti_4O_{12}\cdot 4H_2O$ и *кассит* $CaTi_2O_4(OH)_2$.

Кассит — ромбический, торутит и кафетит — моноклинные, фройденбергит — гексагональный, а первые три минерала — кубические. Главные линии на рентгенограммах:

Цирконолит 2,914(10) — 2,506(4) — 1,980(9) — 1,792(9)
Фройденбергит 3,63(10) — 3,101(8) — 2,731(8) — 2,069(8) — 1,911(10) — 1,596(8)
Торутит 3,17(7) — 2,72(2) — 1,728(6) — 1,695(6) — 1,632(3) — 1,226(2)
Кафетит 7,84(10) — 3,26(8) — 2,62(4) — 2,557(8) — 2,104(4) — 1,910(7)
Кассит 4,77(5) — 3,30(10) — 2,29(4) — 1,761(10) — 1,50(4)

Перовскит $CaTiO_3$. Назван по фамилии русского графа Л. А. Перовского; лопарит—по названию народности лопари, живущей на Кольском полуострове; луешит — по местности в Конго. Чистый $CaTiO_3$ содержит 41,24% CaO и 58,76% TiO_2.

Кристаллографическая характеристика. Минералы псевдокубической, ромбической или моноклинной сингонии (луешит $P222_1$, $a_0 = 5{,}51$ Å, $b_0 = 5{,}53$ Å, $c_0 = 5{,}55$ Å). В псевдоизометрической структуре перовскита каждый атом кальция окружен двенадцатью атомами кислорода, расположенными по вершинам кубооктаэдра, а титан находится в октаэдрической координации (фиг. 228). Обычно он встречается в виде кубических или



Ф и г. 228. Структура и форма кристаллов перовскита.

октаэдрических (обогащенных Ce и Nb) кристаллов. Кубические кристаллы, как правило, имеют штриховку, параллельную ребрам куба. Двойники прорастания по {111}; они более характерны для разновидностей, обогащенных Ce и Nb. Типично сложное тонкослоистое двойникование. Главные линии на рентгенограммах:

Перовскит 2,69(10) — 1,903(8) — 1,552(8) — 1,345(6) — 1,203(5) — 1,017(7)
Луешит 3,91(10) — 2,77(7) — 1,96(3) — 1,955(4) — 1,596(3)
Лопарит 2,75(10) — 1,936(9) — 1,745(4) — 1,583(10) — 1,373(9) — 1,226(10)
Ниоболопарит 2,756(10) — 1,951(6) — 1,592(6) — 1,378(4) — 1,231(3)

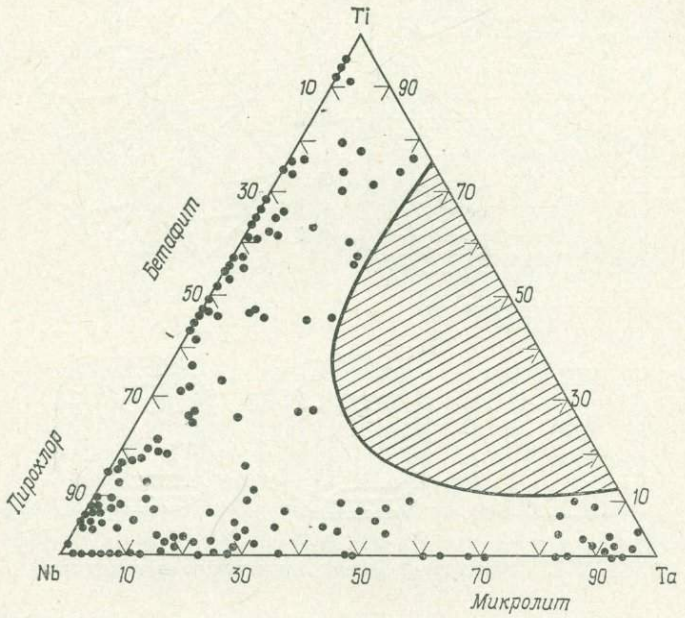
Физические свойства. Спайность практически отсутствует. Тв. 5,5. Уд. в. 4,01; в цериевых и ниобиевых разновидностях он возрастает. Цвет коричневый до черного. Изотропный или слабо анизотропный. $n = 2{,}34$. В аншлифах голубовато-серый с коричневыми внутренними рефлексами.

Нахождение. Перовскит — типичный магматогенный и контактово-метаморфический минерал, встречается как акцессорный в ультраосновных и основных щелочных породах в парагенезисе с мелилитом, нефелином, лейцитом и пироксенами.

5. Группа пирохлора

По химическому составу минералы этой группы аналогичны минералам группы перовскита, но они непременно содержат добавочные анионы O, OH или F. Их общая формула $A_{2-x}B_2O_6$(O, OH, F). Главные представители:

микролит $CaNaTa_2O_6(OH)$, *пирохлор* $CaNaNb_2O_6F$ и *бетафит* $(Ca, U)_2(Nb, Ti)_2O_6(OH)$. На фиг. 229 показаны количественные соотношения главных катионов в составе минералов этой группы. Наличие пустого поля в области между Ti и Ta свидетельствует об ограниченном изоморфизме между данными элементами. Следует назвать некоторые разновидности минералов рассматриваемой группы: *джалмаит* — уран содержащий микролит, *обручевит* — пирохлор, содержащий уран и редкоземельные элементы, *самирезит* — пирохлор с ураном и свинцом и *гатчеттолит* — бетафит с редкоземельными элементами. *Бломстрандит*, *менделеевит* и *эльсвортит* также относятся к редкоземельному бетафиту. Титановый бетафит



Ф и г. 229. Диаграмма составов (только главные катионы) минералов группы пирохлора (по Гинзбургу и др.).

практически не содержит ниобия (фиг. 229). *Пандаит* представляет собой Ba-Sr-пирохлор. Несколько специфическим составом характеризуется *вестгренит* $(Bi,Ca)(Ta, Nb)_2O_6$ (OH). Он представлен желтым и коричневым агрегатом, слагающим тонкие прожилки. Главные линии на рентгенограмме: 6,06(7) — 3,16(5) — 3,03(10) — 2,62(4) — 1,855(4).

Пирохлор — микролит $(Ca, Na)_2(Nb, Ta)_2O_6(O, OH, F)$. Название пирохлор имеет греческое происхождение и дано минералу в соответствии с его свойством приобретать зеленую окраску при прокаливании. Микролит назван по малым размерам первоначально найденных кристалликов, а бетафит — по местности на Мадагаскаре. Чистый пирохлор содержит 15,41% CaO, 8,52% Na_2O, 73,05% Nb_2O_5 и 5,22% F, чистый микролит — 10,43% CaO, 5,76% Na_2O, 82,14% Ta_2O_5 и 1,67% H_2O. Обычно присутствуют примеси K, Mg, Fe, Mn, TR, Y, Th, U, Zr, Ti и Sn.

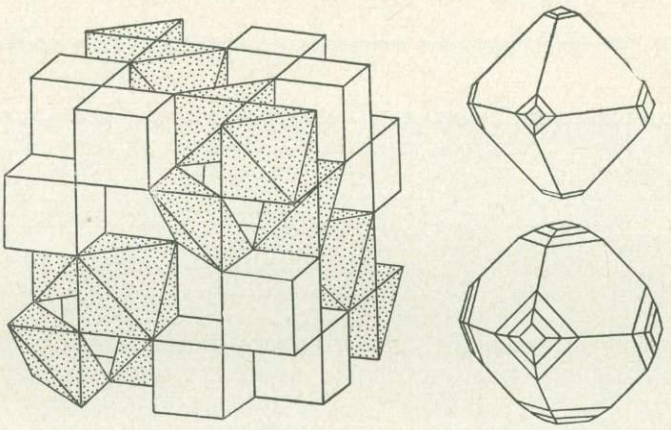
Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fd3m$, a_0 = 10,35 Å (пирохлор), 10,40 Å (микролит). Структура пирохлора может быть выведена из структуры флюорита (фиг. 166) путем замены половины кальциевых кубических полиэдров уплощенными октаэдрическими полиэдрами с атомами ниобия (фиг. 230). В отличие от минералов группы перовскита, преимущественно кубических, минералы группы пирохлора, как правило,

октаэдрические; кроме того, встречаются в виде мелких неправильных зерен. Главные линии на рентгенограммах:

Пирохлор 2,998(10) — 1,835(10) — 1,565(9) — 1,192(8) — 1,162(8) — 1,059(7)
Гатчеттолит 2,92(10) — 1,807(10) — 1,549(10) — 1,174(7) — 1 145(7) — 1,046(8)
Бетафит 2,91(8) — 1,802(10) — 1,535(10) — 1,170(8) — 1,142(8) — 1,043(8)
Микролит 2,98(10) — 2,58(4) — 1,836(9) — 1,563(9) — 1,194(4) — 1,165(4)

Минералы этой группы обычно метамиктны, так как они содержит некоторое количество урана. Для получения рентгенограммы их необходимо предварительно прокалить при температуре около 900°.

Физические свойства. Отчетливая спайность по {111}, соответствующая совершенной спайности флюорита. Тв. 5—5,5. Уд. в. от 4,2 (пирохлор)



Фиг. 230. Структура и форма кристаллов пирохлора. Полиэдры ниобия заштрихованы, полиэдры кальция (натрия) представлены кубами (по Белову).

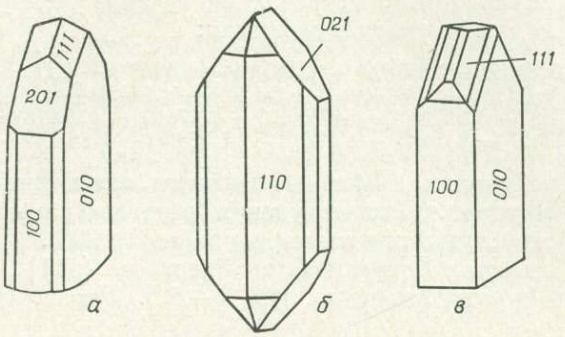
до 6,4 (микролит), гидратированные разности отличаются более низкой твердостью и меньшим удельным весом. Цвет черный до коричневого. Блеск жирный до алмазного. $n \approx 2$.

Нахождение. Минералы рассматриваемой группы являются типичными пегматитовыми образованиями, причем пирохлор характерен для пегматитов нефелиновых сиенитов, а микролит — для альбитизированных гранитных пегматитов. Они образуют типичный парагенезис с минералами группы колумбита — танталита [1]. Наиболее известные месторождения находятся в Норвегии, Швеции, СССР (Миасс), Гренландии (Ивигтут), в США (штаты Виргиния и Мэн) и др.

6. *Группа эвксенита*

Минералы этой группы имеют общую формулу типа колумбита — танталита AB_2O_6, в которой A отвечает в основном Y(Ce) и U(Th), а B — Ti и Nb(Ta) и реже — Sn. Все они относятся к ромбо-дипирамидальному в. с. (фиг. 231), черного цвета, с твердостью 5—6. Удельный вес также изменяется в пределах между 5 и 6. Главные представители группы: *эвксенит* (Y, U)(Nb, Ti)$_2$O$_6$, *поликраз* (Y, U)(Ti, Nb)$_2$O$_6$, *эшинит* (Ce, Th)(Nb, Ti)$_2$O$_6$, *приорит* (Y, Th)(Nb, Ti)$_2$O$_6$ и *самарскит* (Y, U, Fe)(Nb (Ta)$_2$O$_6$. Ряд названий употребляется для обозначения разновидностей, например, *браннерит* (чисто титановый член), *делоренцит* (тантэвксенит, эвксенит с повы-

[1] Пирохлор — типоморфный минерал карбонатитов и альбитизированных гранитов.— *Прим. перев.*



Фиг. 231. Форма кристаллов эвксенита (*а*), эшинита (*б*) и самарскита (*в*).

шенным содержанием тантала), *иттрокразит*, *хьельмит*, *ферсмит* $(Ca, La)\cdot(Nb, Ti)_2(O, OH, F)_6$, *хлопинит*, *лодочникит* и др. Главные линии на рентгенограммах:

Эвксенит 3,66(5) — 2,98(10) — 2,43(4) — 1,823(5) — 1,723(5) — 1,487(5)
Эшинит 3,00(8) — 2,93(10) — 1,211(7) — 1,176(8) — 1,161(5)
Самарскит 3,68(3) — 3,07(10) — 2,92(10) — 2,59(4) — 1,84(4) — 1,502(4)
Ферсмит 3,76(2) — 3,049(10) — 2,493(2) — 1,527(2) — 1,211(1) — 1,183(1)

За исключением эшинита, характерного для щелочных пород, другие минералы рассматриваемой группы встречаются преимущественно в гранитных пегматитах в тесном парагенезисе с минералами группы колумбита — танталита. Наиболее крупные месторождения находятся в Ильменских горах, в СССР, Хиттерё в Норвегии, на Мадагаскаре.

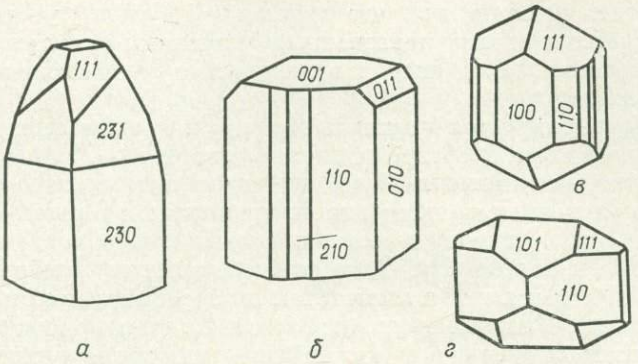
7. *Группа фергусонита*

Названная группа объединяет минералы с общей формулой ABO_4; в составе некоторых из них в роли главного компонента выступают полуметаллы. К этой группе относятся:

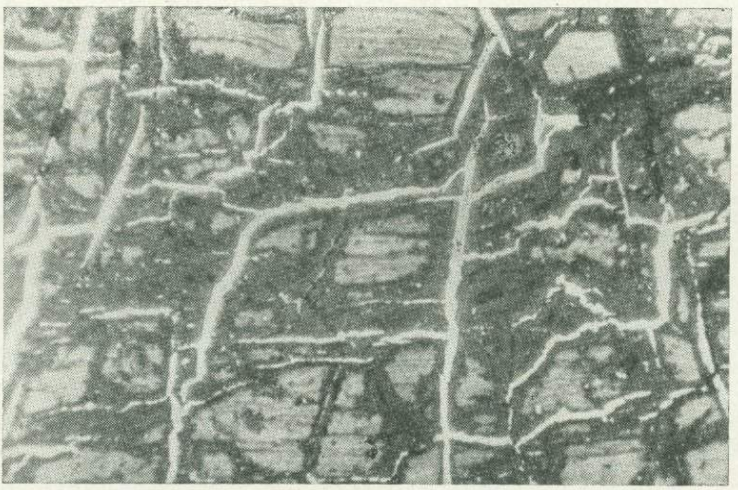
		Симметрия	Уд. в.
Фергусонит	$Y(Nb, Ta)O_4$	$P4/m$	5,38
Форманит	$YTaO_4$	$P4/m$	7,03
Иттротанталит	$Y(Nb, Ta)O_4$	ромб.	5,70
Полимигнит	$Y(Zr, Ti, Nb, Ta)O_4$	ромб.	4,80
Стибиотанталит	$SbTaO_4$	Pna	7,53
Стибиоколумбит	$SbNbO_4$	Pna	5,68
Бисмутотанталит	$BiTaO_4$	Pna	8,26
Симпсонит	$AlTaO_4$	$6/m$	5,99

Перечисленные минералы часто встречаются в виде кристаллов (фиг. 232). За исключением симпсонита, обычно бесцветного, все минералы группы окрашены в черный цвет с твердостью около 5,5 и не имеют явно выраженной спайности. Подобно минералам предыдущей группы, они пегматитового происхождения. Хорошо известно месторождение стибиотанталита в Варутрёске, Швеция (фиг. 233). Главные линии на рентгенограммах:

Фергусонит 2,98(10) — 1,87(10) — 1,62(6) — 1,552(7) — 1,217(7) — 1,148(5)
Иттротанталит 2,98(10) — 1,83(7) — 1,59(5) — 1,555(10) — 1,187(10) — 1,157(10)
Стибиотанталит 3,14(10) — 2,962(8) — 1,889(8) — 1,818(8) — 1,733(8) — 1,667(8)



Фиг. 232. Форма кристаллов фергусонита (*а*), полимигнита (*б*), иттротанталита (*в*) и стибиотанталита (*г*).



Фиг. 233. Стибиотанталит (светло-серые ядра), окруженный микролитом (темно-серый), и прожилки самородной сурьмы (белая) из Варутрёска. Аншлиф (по Кенселю).

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

Геохимия

Эта ассоциация объединяет около тридцати минералов — окислов и гидроокислов халькофильных элементов: Zn, Cu и Pb, а также урана и тория. Для образования окислов первых трех элементов необходим довольно высокий окислительно-восстановительный потенциал, чем и объясняется их почти всегда экзогенное происхождение. Большое практическое значение имеют окислы урана, как простые, так и сложные; они могут содержать и другие катионы (особенно свинец).

Уран и *торий* — существенно литофильные элементы и находятся в тесной ассоциации в составе различных минералов благодаря близости размеров их ионных радиусов (U^{4+} 1,05 Å, Th^{4+} 1,10 Å), которые сходны по размеру с редкоземельными элементами, иттрием (Y^{3+} 1,06 Å) и кальцием (Ca^{2+} 1,06 Å; фиг. 1). Этим объясняется повышенное содержание урана и тория в минералах в ассоциации Ti-Nb-Zr и особенно в минералах группы эвксенита и пирохлора. Уран входит в состав минералов в четырехвалентном и шестивалентном состоянии, при этом четырехвалентный уран характерен для эндогенных месторождений, а шестивалентный — для экзогенных.

Следует принять во внимание, что окисление двуокиси урана UO_2 в трехокись UO_3 происходит при повышенных значениях окислительно-восстановительного потенциала, а иногда в результате автоокисления при радиоактивном распаде урана.

Уран концентрируется главным образом в кислых изверженных породах: граниты содержат в среднем 3,96 *г/т*, диориты — 2,61 *г/т*, а габбро — 0,96 *г/т*. Величина отношения Th/U меньше в кислых породах, что указывает на большую концентрацию урана по сравнению с торием. В изверженных породах уран обычно входит в состав ториевых минералов, например ториана (Th, U)O_2 и торита $ThSiO_4$, а также цериевых минералов, например монацита $CePO_4$, тогда как в пегматитах он ассоциирует с окислами титана, ниобия и тантала. Главные ториевые минералы имеют магматическое и пегматитовое происхождение, а важнейшие минералы урана образуются в пегматитовых, гидротермальных и гипергенных условиях. В водных растворах соединения шестивалентного и четырехвалентного урана диссоциируют с образованием ионов $(UO_2)^{2+}$ и U^{4+}. Реакции шестивалентного урана в водных растворах, которые имеют большое значение для формирования экзогенных урановых минералов, в общем виде могут быть представлены следующим образом (по Гаррелсу):

$$UO_2(OH)_2 \cdot 2H_2O \rightleftarrows UO_2(OH)_2 \cdot H_2O \rightleftarrows \underset{\downarrow}{UO_2(OH)_2} + H_2O \rightleftarrows (UO_2)^{2+} + 2(OH)^- + 2H_2O.$$
$$\underset{\downarrow}{UO_3} + H_2O$$

Устойчивость различных ионов урана при значениях pH и Eh показана на фиг. 192.

При выветривании уран частично остается в составе устойчивых минералов, таких, как окислы ниобия и тантала и некоторые силикаты, а остальная часть переходит в раствор и может быть адсорбирована гелями гидроокисей алюминия, железа, марганца и кремния. В крупных морских бассейнах концентрация урана меняется в зависимости от конкретных условий; в песчанистых осадках она ниже, а в осадках, обогащенных органическим материалом, — выше. Значительные концентрации урана в экзогенных условиях возникают благодаря осаждению урановых минералов. Здесь образуются разнообразные фосфаты, силикаты, сульфаты, карбонаты и другие соединения урана с добавочными катионами Pb, Cu, Bi, Ca, Ba, K, Mg и др.

Устойчивые изотопы урана и тория неизвестны. Три природных радиоактивных изотопа урана представлены U^{234}, U^{235} и U^{238}, относительные количества которых соответственно составляют 0,0058%, 0,71% и 99,28%. Отношение изотопов $U^{238/235}$, по-видимому, не зависит от типа месторождения. При радиоактивном распаде U^{238}, U^{235} и Th^{232} соответственно образуются Pb^{206}, Pb^{207} и Pb^{208}. Отношение радиогенного свинца к урану и торию используется для определения абсолютного геологического возраста ураносодержащих минералов.

1. Группа цинкита — тенорита

К данной группе относятся следующие простые окислы:

		Симметрия	Уд. в.
Цинкит	ZnO	$C6mc$	5,66
Монтепонит	CdO	$Fm3m$	8,21
Монтроидит	HgO	$Pmmm$	11,23
Тенорит	CuO	$C2/c$	6,40
Парамелаконит	CuO	$I4_1/amd$	6,04
Куприт	Cu_2O	$Pn3m$	6,14
Делафоссит	$CuFeO_2$	$R\bar{3}m$	5,41
Мёрдокит	Cu_8PbO_8	$Fm3m$	6,47

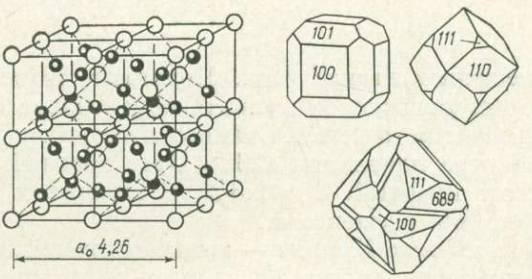
Цинкит, известный еще под названием «красная цинковая руда», имеет структуру типа вюртцита, которая обусловливает слабое двупреломление ($n_e = 2{,}01$, $n_o = 2{,}03$), оптически положительный знак и совершенную спайность по $\{10\bar{1}0\}$. Монтроидит тоже красного цвета, но характеризуется очень высоким двупреломлением ($n_o = 2{,}65$, $n_e = 2{,}37$). Куприт также красный, а все остальные минералы рассматриваемой группы — черные, с твердостью около 4. Мёрдокит встречается в виде мелких черных кубиков или октаэдров. Главные линии на рентгенограммах:

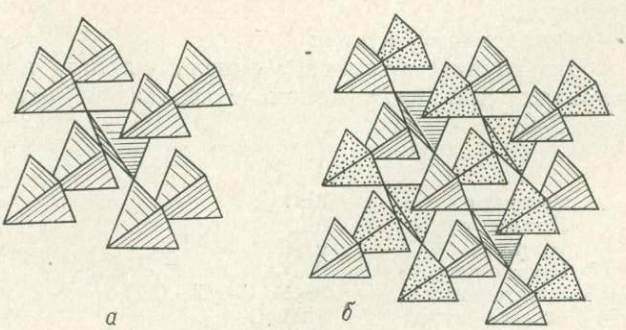
Цинкит 2,79(9) — 2,459(10) — 1,901(8) — 1,623(10) — 1,491(10) — 1,373(10)
Монтроидит 5,26(3) — 3,848(10) — 2,864(5) — 2,402(3) — 1,762(3) — 1,497(3)
Тенорит 2,51(10) — 2,307(9) — 1,852(7) — 1,500(7) — 1,370(7) — 1,258(6)
Парамелаконит 2,49(10) — 2,05(6) — 1,575(10) — 1,449(6) — 1,403(6) — 1,251(10)
Куприт 2,456(10) — 2,130(8) — 1,505(9) — 1,280(10) — 1,226(4) — 1,063(3)
Делафоссит 2,85(8) — 2,51(10) — 2,23(8) — 1,666(8) — 1,511(8) — 1,436(8)

За исключением цинкита, который встречается в значительных количествах в контактово-метасоматических месторождениях Франклин и Стерлинг-Хилл в штате Нью-Джерси, все другие минералы данной группы образуются в результате изменения сульфидов в зоне окисления.

Куприт Cu_2O. Назван в соответствии со своим составом. *Халькотрихит* — волосовидная разновидность куприта; *гидрокуприт*, или *черепичная руда*,— землистая разновидность с примесью гематита и других минералов. Содержит 88,82% Cu и 11,18% O.

Кристаллографическая характеристика. По своей морфологии кристаллы куприта относятся к пентагон-триоктаэдрическому в. с., тогда как его структура характеризуется гексоктаэдрическим в. с. $Pn\bar{3}m$, $a_0 = 4{,}26$ Å (фиг. 234). Координационное число атомов меди два, а координационное число кислорода четыре (тетраэдрическая координация). Структура может быть представлена как плотнейшая кубическая упаковка атомов меди, часть тетраэдрических пустот которой занята кислородом. В результате

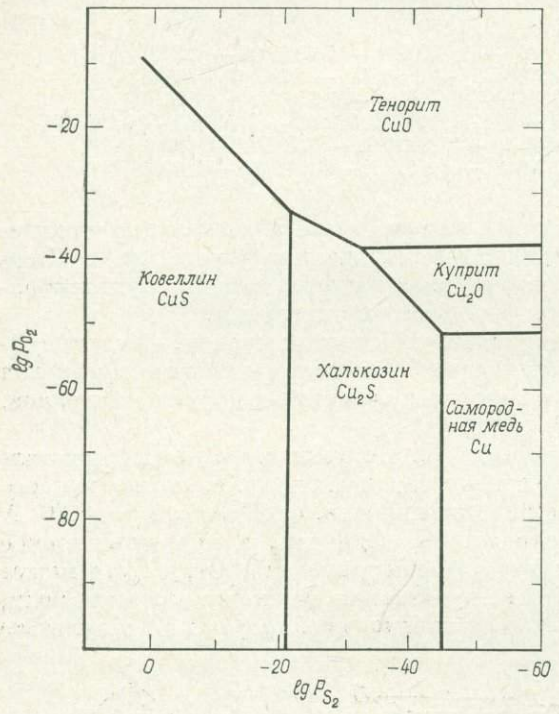




Ф и г. 234. Структура и форма кристаллов куприта (вверху).

Структура куприта, изображенная при помощи анионных полиэдров: элементарная ячейка (*а*), учетверенная элементарная ячейка с выделением обоих анионных полиэдров, которые не соприкасаются друг с другом (*б*) (по Белову).

выявляются две системы тетраэдров, изолированных друг от друга. Это приводит к существованию двух независимых систем электрических зарядов, чем, возможно, и обусловлены некоторые свойства куприта, благодаря которым он используется в электротехнике (фиг. 234). Морфологическое постоянство кристаллов куприта выражается в развитии следующих форм: {111} — {110} — {100} — {112} — {122} . . ., что объясняется объемноцентрированным расположением атомов кислорода и гранецентрированным



Фиг. 235. Поля устойчивости некоторых распространенных минералов меди в зависимости от парциального давления кислорода и серы при 25° С и давлении 1 *атм* (по Гаррелсу).

расположением атомов меди. Полагают, что явная более низкая симметрия некоторых кристаллов куприта обусловлена активными примесями.

Физические свойства. Спайность плохо проявлена. Тв. 3,5—4. Уд. в. 6,14. Температура плавления 1235°. Цвет красный разных оттенков; в проходящем свете красный. $n = 2{,}849$. В аншлифах голубовато-белый с красными внутренними рефлексами.

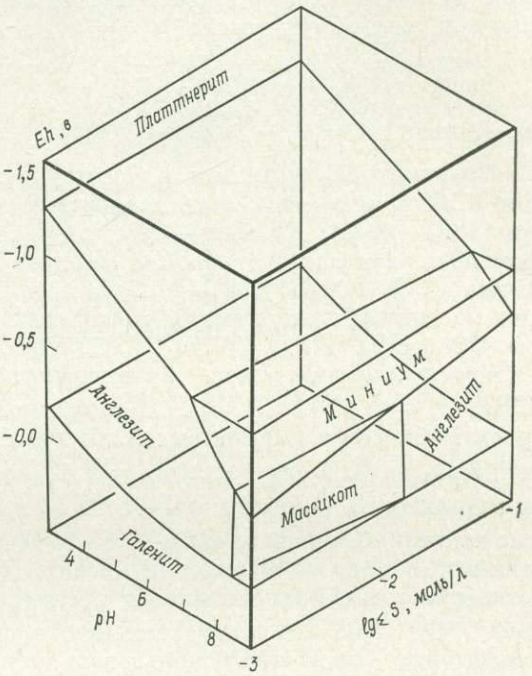
Нахождение. Куприт — типичный гипергенный минерал, образующийся за счет первичных сульфидов меди и вторичного халькозина. В условиях дефицита кислорода вместе с купритом выделяется самородная медь (фиг. 235). Знаменитое месторождение его находится в Шесси около Лиона, Франция.

2. Группа платтнерита

Эта группа объединяет окислы свинца, образующиеся в гипергенных условиях при разложении галенита и других свинцовых минералов (фиг. 236).

		Симметрия	Уд. в.
Массикот	PbO	*Pcma*	9,56
Литаргит	PbO	*P4/nmm*	9,14
Миниум	Pb_3O_4	$P4_2/mbc$	9,05
Платтнерит	PbO_2	$P4_2/mnm$	9,42
Гематофанит	$Pb_5Fe_4O_{10}(Cl, OH)_2$	*I4/mmm*	7,70
Плюмбоферрит	$PbFe_4O_7$	*P312*	6,07
Магнетоплюмбит	$PbFe_{12}O_{19}$	$P6_3/mmc$	5,52

Два последних минерала и платтнерит — черного цвета и довольно твердые (тв. 5—6), массикот — желтый, а другие минералы — красные и мягкие (тв. 2—2,5). Магнетоплюмбит обладает совершенной спайностью по {0001}, у других минералов спайность тоже хорошая. Исключение составляет платтнерит, который, несмотря на структуру типа рутила, не имеет



Фиг. 236. Диаграмма устойчивости галенита, англезита, массикота, миниума и платтнерита в зависимости от значений Eh, pH и общей концентрации серы в растворе при 25° С и отсутствии CO_2 (по Такахаши).

спайности; обычно встречается в виде землистых масс и почковидных агрегатов. Главные линии на рентгенограммах:

Массикот 3,13(10) — 1,721(10) — 1,640(9) — 1,470(10) — 1,286(8) — 1,202(8)
Литаргит 3,11(10) — 2,80(8) — 1,99(6) — 1,87(7) — 1,68(8) — 1,55(6)
Миниум 3,38(10) — 2,905(10) — 2,787(10) — 1,913(6) — 1,755(10) — 1,166(6)
Платтнерит 3,49(10) — 2,78(10) — 1,84(10) — 1,51(7) — 1,268(7) — 1,000(8)
Гематофанит 3,90(4) — 2,757(8) — 2,735(8) — 1,950(3) — 1,590(3) — 1,232(2)
Плюмбоферрит 3,93(5) — 2,947(10) — 2,816(10) — 2,648(10) — 1,684(5)
Магнетоплюмбит 2,76(8) — 2,62(8) — 2,23(8) — 1,66(8) — 1,47(8) — 1,38(6)

3. Группа уранинита — беккерелита

К данной группе относятся следующие безводные и водусодержащие окислы урана:

		Уд. в.
Уранинит	UO_2	10,88
Торианит	ThO_2	9,70
Церианит	$(Ce, Th)O_2$	3,18
Беккерелит	$6[UO_2(OH)_2]\cdot 4H_2O$	5,20
Шопит	$8[UO_2(OH)_2]\cdot 8H_2O$	4,49
Масюйит	$[UO_2(OH)_2]\cdot H_2O$	?
Янтинит	$[UO_2(OH)_2]$	5,16

Алданит — разновидность торианита, содержащая свинец и уран. *Эпиянтинит* — синоним шопита. *Гуммитом* называют точно не определенные окислы урана, которые содержат Th, Pb и другие элементы. Подгруппа уранинита объединяет изоморфные минералы кубической сингонии, а подгруппа беккерелита — минералы ромбической сингонии. Последние харак-

теризуются низкой твердостью (2—3), совершенной спайностью по {001}, оптически отрицательным знаком, высокими показателями преломления и желтой окраской. Оптические свойства беккерелита: $n_p = 1{,}735$, $n_m = 1{,}820$, $n_g = 1{,}830$, $Np = c$ (бесцветный), $Nm = b$ (желтый), $Ng = a$ (темно-желтый); янтинита — $n_p = 1{,}685$, $n_m = 1{,}91$, $n_g = 1{,}93$, $Np = c$ (бесцветный), $Nm = b$ (красновато-фиолетовый), $Ng = a$ (фиолетовый). Главные линии на рентгенограммах:

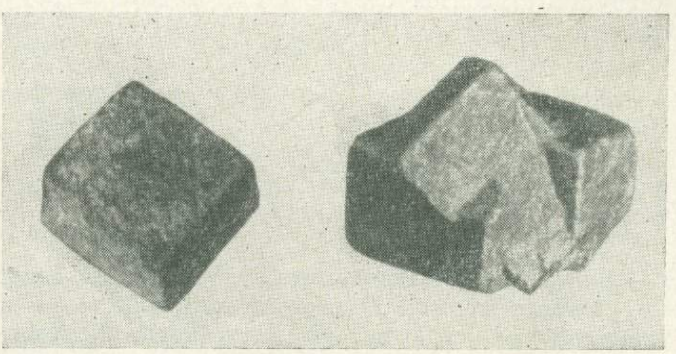
Беккерелит 7,50(10) — 4,73(6) — 3,75(8) — 3,56(8) — 3,22(9) — 2,58(6)
Шопит 7,36(10) — 3,55(8) — 3,47(8) — 3,20(9) — 2,54(5) — 2,00(6)
Масюйит 7,10(10) — 4,35(4) — 3,54(8) — 3,15(9) — 2,51(5) — 1,984(6)
Янтинит 10,27(10) — 5,18(6) — 4,06(5) — 3,27(6) — 3,00(5) — 2,58(5)

Уранинит UO_2. Назван по составу. *Брёггерит* — разновидность уранинита, богатая торием; названа в честь норвежского минералога В. Ч. Брёггера (1851—1940). *Клевеит* — уранинит с повышенным содержанием редкоземельных элементов цериевой и иттриевой групп, назван в честь шведского химика П. Т. Клеве (1840—1905). *Настураном* и *урановой смолкой* обозначают массивные и колломорфные агрегаты, содержащие переменные количества UO_2, UO_3, ThO_2, TR_2O_3, CaO, MgO, MnO, PbO, ZrO_2 и др.

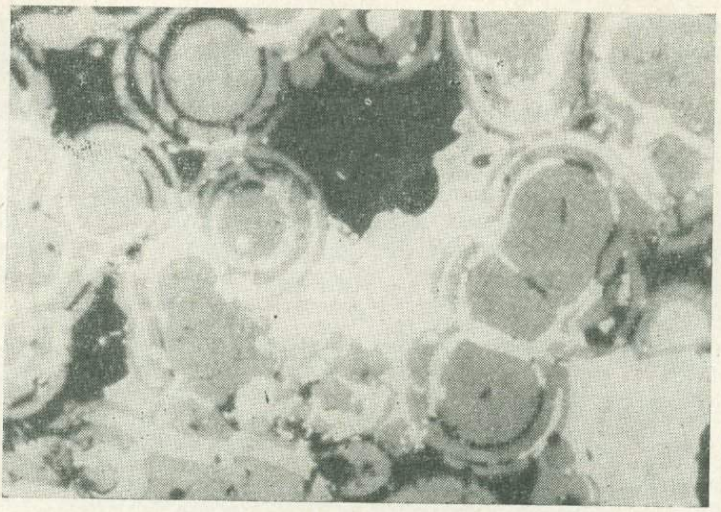
Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Fm3m$, $a_0 = 5{,}47$ Å, $Z = 4$. В зависимости от степени замещения урана торием Робинсон и Сабина выделяют три группы уранинитов: 1) с содержанием ThO_2 до 10%, при этом $a_0 = 5{,}47$ А; 2) с содержанием ThO_2 10—18% и значениями a_0, равными 5,47—5,50 Å, и 3) с содержанием ThO_2 более 20% и значениями a_0, равными 5,51—5,65 Å. К последней группе относится также торианит. Размер элементарной ячейки, кроме того, изменяется в зависимости от степени радиоактивного распада и замещения четырехвалентного урана (U^{4+} 1,08 Å) четырехвалентным свинцом (Pb^{4+} 0,84 Å). Согласно Васерштейну, это можно использовать для определения возраста уранинита путем измерения ребра элементарной ячейки (a_0). Структура уранинита относится к типу флюорита (фиг. 166), чем и объясняется кубическая, октаэдрическая и кубооктаэдрическая форма его кристаллов (фиг. 237). Урановая смолка встречается в виде колломорфных агрегатов (фиг. 238). Главные линии на рентгенограммах:

Уранинит 3,163(10) — 1,934(10) — 1,654(10) — 1,255(8) — 1,224(7) — 1,117(6)
Урановая смолка 3,09(10) — 1,900(9) — 1,634(10) — 1,245(8) — 1,210(8) — 1,108(8) — 1,041(9)
Торианит 3,216(10) — 2,776(8) — 1,964(10) — 1,675(10) — 1,277(8) — 1,074(8)

Физические свойства. Спайность отсутствует. Тв. 5—6. Уд. в. 8—10, для искусственной UO_2 10,95, для урановой смолки 6,5—8,5. Цвет коричне-



Фиг. 237. Кристаллы уранинита из Онтарио, Канада (по Шаубу.)



Фиг. 238. Коломорфная урановая смолка, рассекаемая жилками пирита по трещинкам обезвоживания (по Штрунцу).

вато-черный, блеск полуметаллический и жирный. В аншлифах светло-серый с коричневатым оттенком.

Нахождение. Уранинит характерный гипогенный минерал, образующийся в пегматитовых и гидротермальных условиях. Пегматитовые месторождения генетически связаны с гранитами и сиенитами; уранинит в них ассоциирует с цирконом, монацитом, турмалином и окислами ниобия и тантала. Многие месторождения такого типа находятся в Канаде (Онтарио), Норвегии (Сетерсдален), Индии (побережье Бенгальского залива) и Конго (Катанга). В пегматитах рудника Кардиф, провинция Онтарио, встречаются кристаллы уранинита размером до 11 *см* и весом до 2281 *г*. Гидротермальные месторождения представлены, с одной стороны, высокотемпературными оловоносными образованиями, в которых уранинит ассоциирует с касситеритом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом и некоторыми другими минералами (например, Корнуэлл в Англии), а с другой стороны,— среднетемпературными гидротермальными жилами с минералами пятиэлементной ассоциации Co-Ni-Bi-Ag-As. В последних обычно встречается урановая смолка. Характерные месторождения этого типа: Яхимов в Чехословакии и Большое Медвежье озеро в Канаде. Кроме того, известно еще одно очень большое месторождение настурана — Шинколобве в провинции Катанга, Конго [1].

4. *Группа кюрита*

Названная группа минералов объединяет следующие окислы урана с дополнительными катионами:

		Уд. в.	n_m
Кюрит	$3PbO \cdot 8UO_3 \cdot 4H_2O$	7,19	2,11
Фурмарьерит	$PbO \cdot 4UO_3 \cdot 5H_2O$	5,74	1,92
Вандендрисшеит	$PbO \cdot 8UO_3 \cdot 13H_2O$	?	1,90
Бильетит	$BaO \cdot 6UO_3 \cdot 11H_2O$	5,34	1,81
Вёлсендорфит	$(Pb, Ca)O \cdot 2UO_2 \cdot H_2O$	6,80	2,07
Ураносферит	$Bi_2O_3 \cdot 2UO_3 \cdot 3H_2O$	6,36	1,98

[1] Перечень гидротермальных месторождений с уранинитом более широкий; в него, кроме названных, входят месторождения сульфидные, медные, свинцово-урановые, молибденовые, а также кварцевые, карбонатные и флюоритовые с уранинитом.— *Прим. ред.*

Ванденбрандеит	$CuO \cdot UO_3 \cdot 2H_2O$	5,03	1,78
Кларкеит	$Na_2U_2O_7$	6,39	2,09
Компреньясит	$K_2UO_{19} \cdot 11H_2O$	5,13	1,80

Ванденбрандеит имеет окраску от темно-зеленой до черно-зеленой, триклинный, тогда как остальные минералы этой группы желтые (кюрит, бильетит, вандендрисшеит) или красные. Все они характеризуются совершенной спайностью в одном направлении по пинакоиду. Ураносферит и бильетит мягкие (тв. 2,5), все другие минералы группы имеют твердость около 4. Ураносферит оптически положительный, остальные — оптически отрицательные, что обусловлено, вероятно, слоистым типом структуры, тем не менее кюрит игольчатый. Главные линии на рентгенограммах:

Кюрит 6,28(10) — 3,97(9) — 3,14(8) — 2,55(6) — 2,10(5) — 1,74(5)
Фурмарьерит 3,45(9) — 3,09(10) — 2,44(6) — 2,26(5) — 1,996(6) — 1,907(8)
Вандендрисшеит 7,31(10) — 3,58(8) — 3,19(9) — 2,73(3) — 2,53(5) — 1,99(7)
Бильетит 7,53(10) — 3,77(9) — 3,54(5) — 3,17(8) — 2,49(4) — 2,03(6)
Вёлсендорфит 6,93(8) — 3,51(7) — 3,47(10) — 3,13(8) — 3,09(10) — 2,75(5)
Ураносферит 5,25(8) — 3,47(7) — 3,16(10) — 1,97(8) — 1,90(7) — 1,83(8)
Ванденбрандеит 4,28(10) — 2,91(8) — 2,55(4) — 2,09(3) — 1,847(3) — 1,621(2)
Кларкеит 5,9(9) — 3,3(4) — 3,2(10) — 2,54(4) — 2,10(3) — 1,80(2)
Компреньясит 7,40 (оч. оч. сильн.) — 3,53 (оч. сильн.) — 3,34 (сильн.) — 3,19 (оч. сильн.) — 2,557 (сильн.)

Встречаются обычно в виде массивных, землистых и концентрически-зональных агрегатов вместе с другими вторичными минералами урана.

Б. ОКИСЛЫ ПОЛУМЕТАЛЛОВ И МЕТАЛЛОИДОВ

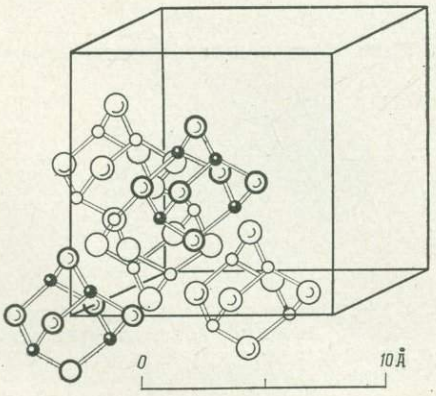
К данному подклассу относятся, с одной стороны, простые окислы полуметаллов As, Sb и Bi и металлоидов Se и Te, а с другой стороны — более сложные окислы сурьмы. Они подразделяются на четыре подгруппы: сенармонтита, бистрёмита, биндгеймита и теллурита.

1. Группа сенармонтита

Эта группа состоит из следующих простых окислов полуметаллов:

		Симметрия	Уд. в.
Арсенолит	As_2O_3	$Fd3m$	3,87
Клаудетит	As_2O_3	$P2_1/n$	4,15
Сенармонтит	Sb_2O_3	$Fd3m$	5,50
Валентинит	Sb_2O_3	$Pccn$	5,76
Бисмит	Bi_2O_3	$P2_1/c$	8,64
Силленит	Bi_2O_3	$I43m$	8,80
Русселлит	$(Bi_2, W)O_3$	$I\bar{4}2d$	?

Структура кубических модификаций As_2O_3 и Sb_2O_3 изображена на фиг. 239. Полуметаллы располагаются по вершинам тетраэдра, а атомы кислорода — по вершинам октаэдра; соединяясь между собой, они образуют молекулы As_4O_6 и Sb_4O_6. Последние в свою очередь размещаются по типу кристаллической структуры алмаза, располагаясь по узлам кубической гранецентрированной ячейки. Молекулярной структурой объясняется малая твердость (1,5—2,5) и высокие показатели преломления (1,7—2,9) минералов



Фиг. 239. Структура сенармонтита.

рассматриваемой группы. Клаудетит характеризуется совершенной спайностью по {010} и оптически положительным знаком, а валентинит — спайностью по {110} и оптически отрицательным знаком. Цвет белый до желтого (бисмит, силленит). Главные линии на рентгенограммах:

Арсенолит 3,10(10) — 2,534(9) — 1,951(9) — 1,665(8) — 1,547(8) — 1,068(10)
Клаудетит 3,19(10) — 2,766(8) — 2,545(8) — 1,955(9) — 1,550(9) — 1,070(8)
Сенармонтит 3,21(9) — 1,96(9) — 1,673(10) — 1,274(8) — 1,243(8) — 1,071(9)
Валентинит 10,85(8) — 3,08(10) — 1,91(7) — 1,792(8) — 1,509(7) — 1,174(6)
Бисмит 3,23(10) — 2,676(9) — 1,670(8) — 1,640(8) — 1,667(7) — 1,121(7)
Силленит 3,17(10) — 2,71(10) — 1,75(10) — 1,65(10) — 1,504(10) — 1,218(8)
Русселлит 3,08(10) — 2,68(7) — 1,91(9) — 1,64(10) — 1,250(7) — 1,109(7)

Все они представляют собой продукты выветривания сульфидов и сульфосолей мышьяка, сурьмы и висмута. Русселлит можно рассматривать как вольфрамат $Bi_2[WO_4]O_2$.

2. Группа бистрёмита

К данной группе относятся следующие окислы, изоструктурные с рутилом и тапиолитом ($P4_2/mnm$): *бистрёмит* $MgSb_2O_6$, *ордоньезит* $ZnSb_2O_6$ и *трипугиит* $FeSb_2O_6$. *Шафарцикит* $FeSb_2O_6$ и *триппкеит* $CuAs_2O_4$ тоже тетрагональные, но характеризуются другим видом симметрии. В эту же группу можно включить *дербилит* $Fe(Ti, Sb)O_4$, ромбический. Тв. 4—7 (бистрёмит). Уд. в. 4—6,6. Аналогично минералам предыдущей группы они представляют собой вторичные продукты, образующиеся по антимониту и другим сульфидам и сульфосолям сурьмы.

3. Группа биндгеймита

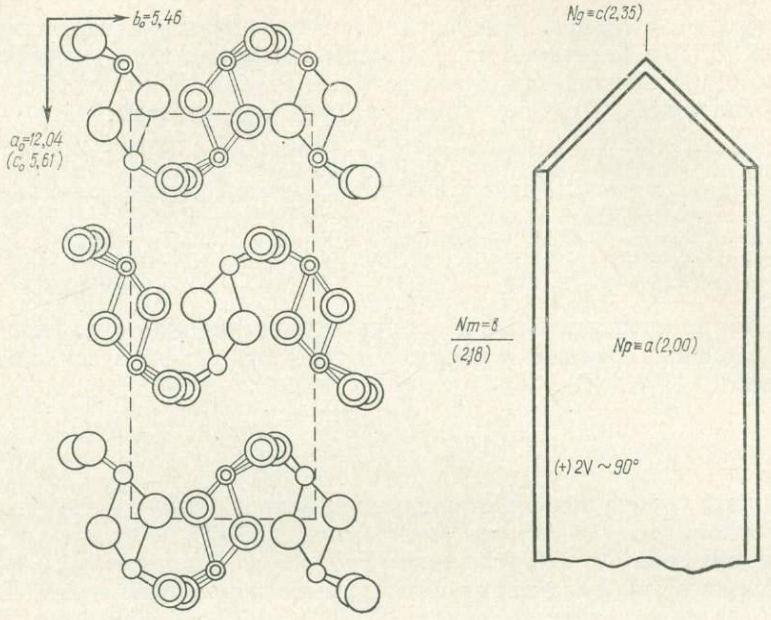
Эта группа объединяет следующие минералы с формулой и структурой ($Fd3m$) типа пирохлора: *биндгеймит* $Pb_2Sb_2O_6(O, OH)$, *ромеит* $Ca_2Sb_2O_6(O, OH)$, *стибиконит* (сервантит) $(Ca, Sb)_2Sb_2O_6(O, OH)$ *стетефельдит* $Ag_2Sb_2O_6(O,OH)$ и *партцит* $Cu_2Sb_2O_6(O,OH)$. В их структуре часто отмечается дефицит катионов. Тв. 4—6,6. Уд. в. 4—5,5. Перечисленные минералы обычно встречаются в виде желтоватых землистых масс. Главные линии на рентгенограммах:

Биндгеймит 2,94(9) — 1,82(9) — 1,558(10) — 1,490(7) — 1,187(9) — 1,160(7)
Ромеит 2,96(8) — 1,812(10) — 1,546(10) — 1,177(9) — 1,150(8) — 1,047(9)
Стибиконит 2,92(10) — 1,795(10) — 1,533(10) — 1,468(7) — 1,173(9) — 1,141(9)

Ромеит и гидросервантит, который по составу соответствует стибикониту, содержат адсорбированную воду. Минералы этой группы—наиболее распространенные продукты выветривания месторождений антимонита.

4. Группа теллурита

В данную группу входят два минерала: *теллурит* TeO_2 и *селенолит* SeO_2. Селенолит тетрагональный, $P4_2/mbc$; теллурит ромбический с искаженной структурой брукита, $Pbca$, но известна также его искусственная тетрагональная модификация, изоструктурная с рутилом. Структура теллурита изображена на фиг. 240, там же приводится типичная форма кристаллов. В структуре минерала каждый атом теллура окружен четырьмя атомами кислорода, при этом расстояние между ними равно 2,0 Å; связь ковалентная. Группы TeO_4, соединяясь друг с другом, образуют листы, положение которых определяет направление совершенной спайности минерала по {100}. Главные линии на рентгенограмме теллурита: 6,8(10) — 3,23(7) — 3,09(8) — — 2,82(9) — 2,29(6) — 1,73(7). Оба минерала образуют мельчайшие приз-



Ф и г. 240. Структура (по Бейеру) и форма кристаллов теллурита с указанием оптической ориентировки.

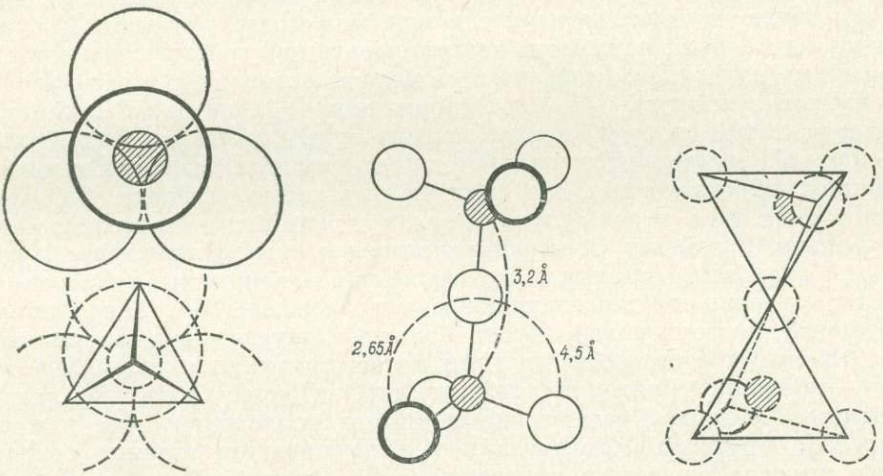
матические кристаллики, бесцветные или желтоватые, довольно мягкие, с высокими показателями преломления; встречаются в зоне окисления месторождений селенидов и теллуридов.

КЛАСС V

Силикаты

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Минералы, относящиеся к этому классу, играют огромную роль в земной коре, 90% которой они слагают. Их насчитывается около 500, что составляет примерно треть всех известных минералов. Главным элементом в составе силикатов является кремний. Он преобладает в литосфере, составляя в среднем 27,58% веса всех изверженных пород, или 0,83% объема. Для кремния характерна связь с кислородом. За исключением моасанита SiC, установленного в железных метеоритах, где кремний находится в соединении с углеродом, не известно других случаев, чтобы кремний встречался



Фиг. 241. Кремнекислородный тетраэдр и некоторые расстояния между соседними атомами.

не в связи с кислородом. Кремний всегда четырехвалентный, с ионным радиусом у Si^{4+}, равным 0,39Å, что позволяет ему быть в окружении четырех атомов кислорода в виде тетраэдра (фиг. 241). Группы SiO_4 — основной элемент в структуре всех силикатных минералов. Они мезодесмичны, в силу чего могут связываться друг с другом, конденсироваться, что приводит к усложнению основного скелета в структуре силикатов. Конденсация групп SiO_4 в магматических условиях идет параллельно с увеличением содержания кремнезема в процессе дифференциации магмы, а при избытке кремния ведет к образованию свободного кремнезема (кварц), у которого тетраэдрические группы SiO_4 ковалентно связаны в трехмерный каркас. Изменение содержания кремнезема и щелочей в главных типах изверженных пород показано на фиг. 38. Оно имеет общую тенденцию, за исключением щелочных пород (нефелиновые сиениты), характеризующихся относительно высоким содержанием щелочей и отчасти низким содержанием кремния. Количество свободного кремнезема в виде кварца в изверженных породах в большой степени зависит от возможности соединения кремния с другими компонентами магмы. Породы, содержащие 50% кремнезема, иногда вклю-

чают кварц, тогда как другие с 65% кремнезема могут быть лишены этого минерала.

Разнообразие состава силикатов магматогенных условий образования обусловливается замещением (в некоторой степени) ионов кремния в кремнекислородных тетраэдрах алюминием. Размер ионного радиуса последнего (Al^{3+}), находящегося в тетраэдрической координации, равен 0,45 Å, что позволяет ему быть изоморфным с кремнием, особенно при высоких температурах. Такой изоморфизм имеет место также между кремнием и бериллием (ионный радиус Be^{2+} равен 0,34 Å), с одной стороны, и кремнием и германием (ионный радиус Ge^{4+} равен 0,44 Å) — с другой.

Как и следовало ожидать, наибольшее количество свободного кремнезема в виде кварца выделяется в течение поздней стадии пегматитового и гидротермального процессов. Однако некоторая часть гидротермального кварца может быть образована за счет разложения силикатных минералов этими же растворами. Мобилизация кремния при гидротермальных условиях отчасти аналогична процессу, происходящему в экзогенных условиях, когда сохраняются только кварц и некоторые устойчивые силикаты, которые не претерпевают глубокого изменения и превращения в другие кремнийсодержащие минералы. Разложение силикатных минералов приводит обычно к образованию щелочных силикатов или гидрозолей кремния. Последние отрицательно заряжены и могут коагулировать при действии положительно заряженных коллоидов, особенно в отсутствие органических веществ, которые играют защитную роль для образования коллоидов. Растворимость силикатов, в том числе и кварца, зависит от pH растворов. При больших значениях pH растворимость силикатов увеличивается, тогда как при низких значениях, обусловленных обогащением двуокисью углерода, SiO_2 осаждается в виде геля. В этих случаях важную роль играет также климатический фактор. В районах с умеренным климатом кварц практически нерастворим, а силикатные минералы превращены в алюминиевые гидросиликаты благодаря неполному выщелачиванию и разложению их. Такой процесс, называемый подзолизацией, имеет большое значение для формирования почв, главными составными частями которых являются глинистые минералы — каолинит, монтмориллонит, иллит, мусковит и др. Во влажных тропических областях разложение силикатов происходит более или менее полно. Это процессы бокситизации и латеритизации, которые сопровождаются выносом огромного количества SiO_2. Значительная часть кремния выносится в большие морские бассейны, где он используется некоторыми организмами (инфузориями, радиоляриями) для строения их скелетов или осаждается в виде геля SiO_2 или силикатов (например, глауконит).

Для кремния известно три устойчивых изотопа: Si^{28}, Si^{29} и Si^{30}. Первый наиболее распространен (92,27% против 4,68 и 3,05% соответственно для двух других). Отношение Si^{28}/Si^{30} в составе различных силикатов колеблется в определенных пределах, что служит признаком для изотопного фракционирования. Это изменение может быть использовано для дифференциации силикатных минералов по условиям их образования.

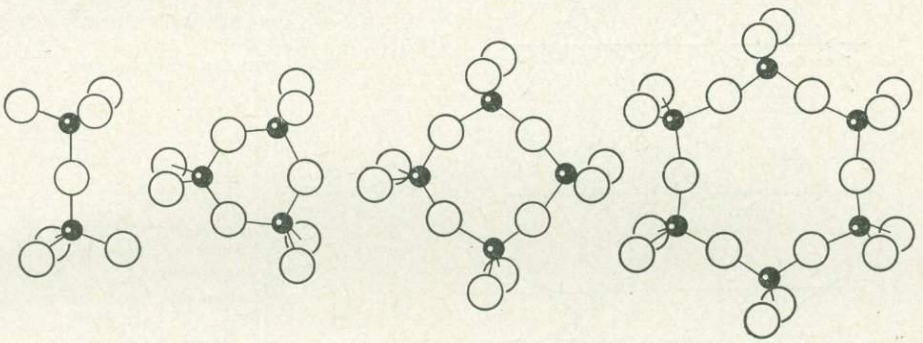
Связь между кремнием и германием подчеркивается не только возможностью изоморфного замещения кремния германием в структурах силикатов благодаря близости их ионных радиусов, но также постепенным увеличением содержания германия с возрастанием количества SiO_2 в изверженных породах. Согласно Гольдшмидту, породы габбро содержат 2, а граниты 5 ч. на млн. германия. Однако германий может находиться не только в тетраэдрической координации, подобно кремнию, но и в октаэдрической (ионный радиус его тогда будет равен 0,52 Å) и в этом случае может замещать, например, четырехвалентный титан (Ti^{4+} 0,64 Å). Германий концентрируется в некоторых силикатах пегматитов, например в топазе, который может содержать до 100 ч. на млн. GeO_2. В противоположность кремнию германий

может связываться с серой, и тогда он образует редкие самостоятельные минералы (аргиродит, германит), что свидетельствует об определенных халькофильных свойствах элемента в обстановке, богатой серой. Германием обогащены также некоторые сфалериты и вюртциты, особенно образовавшиеся при низких температурах.

Для германия известно пять устойчивых изотопов: Ge^{70}, Ge^{72}, Ge^{73}, Ge^{74} и Ge^{76}; отношение Ge^{76}/Ge^{70} различно для разных минералов: например, для германита оно равно 0,2837, а для сфалерита — 0,3809.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ

Основная структурная единица силикатов — кремнекислородный тетраэдр (фиг. 241), у которого расстояние между Si — O равно 1,62 Å, а между двумя атомами кислорода 2,65 Å. Такие отдельные группы SiO_4, обладающие четырьмя отрицательными зарядами, имеются в минералах,



Фиг. 242. Конечные группы из кремнекислородных тетраэдров.

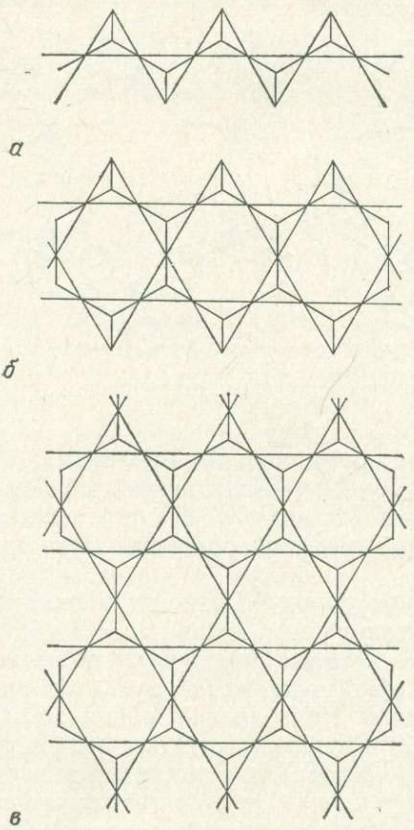
обычно называемых *ортосиликатами*, как, например, циркон $ZrSiO_4$, форстерит $MgSiO_4$ или гранат $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$. Другой термин, введенный Штрунцем для таких минералов,— *незосиликаты* (островные, от греч. «nesos»— остров) — указывает на изолированность кремнекислородных тетраэдров друг от друга.

Вследствие мезодесмичного характера группы SiO_4 могут полимеризоваться, образуя более сложные кремнекислородные «радикалы» и соответствующие им структурные группировки, которые могут быть конечными или бесконечными. Известные конечные группы состоят из двух, трех, четырех, шести и двенадцати кремнекислородных тетраэдров, а именно: $Si_2O_7^{6-}$, $Si_3O_9^{6-}$, $Si_4O_{12}^{8-}$, $Si_6O_{18}^{12-}$ и $Si_{12}O_{30}^{12-}$ (фиг. 242). Группы из двух тетраэдров установлены в структуре тортвейтита $Sc_2Si_2O_7$. Минералы с такими радикалами известны как *диортосиликаты*, или *пиросиликаты*, что соответствует *соросиликатам* (от греческого слова, обозначающего силикаты с отдельными группами связанных между собой кремнекислородных тетраэдров). Связи между Si — O — Si в двух тетраэдрах не всегда представляют прямую линию, а могут образовывать угол. Так, например, в структуре гемиморфита $Zn_4[(OH)_2Si_2O_7]\cdot H_2O$ этот угол равен 133°, в лавсоните $CaAl_2[(OH)_2Si_2O_7]\cdot H_2O$ 150°, а в структуре тиллеита $Ca_5[(CO_3)_2Si_2O_7]$ 167°.

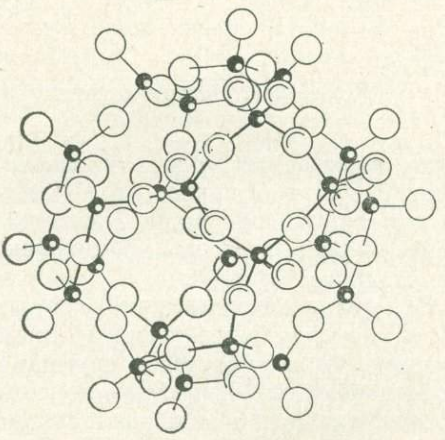
Группы, состоящие из трех, четырех, шести и двенадцати тетраэдров, имеют кольцевое строение, отсюда и название соответствующих минералов *циклосиликаты*. Кольца из трех тетраэдров установлены в бенитоите $BaTiSi_3O_9$, из четырех — в баотите $Ba(Ti, Nb)_8O_{16}Cl[Si_4O_{12}]$, из шести — в берилле $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ и из двенадцати тетраэдров — в миларите $KCa_2AlBe_2Si_{12}O_{30}$.

Кроме кольцевых групп из трех тетраэдров, известны также линейные группы Si_3O_{10}, установленные в структуре арденнита $Mn_4Al_4(OH)_6Mg_2(As, V)O_4Si_3O_{10}(SiO_4)_2$. Этот минерал обладает триорто-группами и орто-группами. Соединения $Na_4Cd_2(Si_3O_{10})$ и $KY[Si_3O_8(OH)_2]$ имеют также в структуре такие триорто-группы, но они не линейны, хотя и открытые.

Бесконечно вытянутые постройки из кремнекислородных тетраэдров представлены в форме цепочек, листов (фиг. 243) или трехмерных каркасов (фиг. 244). Кремнекислородные цепочки могут быть простыми или сдвоенными (лентоподобные), соответственно и силикаты, согласно их волокнистому габитусу, будут называться *иносиликатами* в противоположность силикатам, имеющим в структуре листы из кремнекислородных тетраэдров, которые именуются *филосиликатами*. Примером первых двух (цепочечные) являются пироксены и амфиболы, а листовых силикатов — слюды. Другие типы простых и сдвоенных цепочек рассмотрены на стр. 332 и 333. Силикаты



Фиг. 243. Непрерывные простые (*а*) и двойные (*б*) цепочки и лист (*в*) из кремнекислородных тетраэдров.



Фиг. 244. Непрерывный трехмерный каркас из кремнекислородных тетраэдров.

с трехмерными постройками из кремнекислородных тетраэдров называются *тектосиликатами* [1]; примером могут служить кварц и полевые шпаты.

Кремнекислородные тетраэдры в конечных и бесконечных группах всегда сочленяются друг с другом через их вершины (общие кислороды), что объясняется высоким зарядом четырехвалентного кремния. В связи с этим имеется пять возможных состояний кремнекислородных тетраэдров.

[1] Предложенные Штрунцем названия различных типов силикатов в нашей литературе встречаются редко и в дальнейшем в книге автором не используются. Им соответствуют следующие обозначения: незосиликаты — силикаты с изолированными тетраэдрическими группами, соросиликаты — со сдвоенными, циклосиликаты — кольцевые, иносиликаты — цепочечные, филосиликаты — листовые, тектосиликаты — каркасные.— *Прим. перев.*

Они, согласно Г. А. Степанову, могут быть обозначены как $[SiO_4]^{4-}_{0=}$, $[SiO_4]^{3-}_{1=}$, $[SiO_4]^{2-}_{2=}$, $[SiO_4]^{1-}_{3=}$ и $[SiO_4]^{0}_{4=}$ соответственно без общих вершин или с одной, двумя, тремя или всеми четырьмя общими тетраэдрическими вершинами. В последнем случае связи ковалентные; в первом — ионные, а в промежуточных они смешанные, ионно-ковалентные.

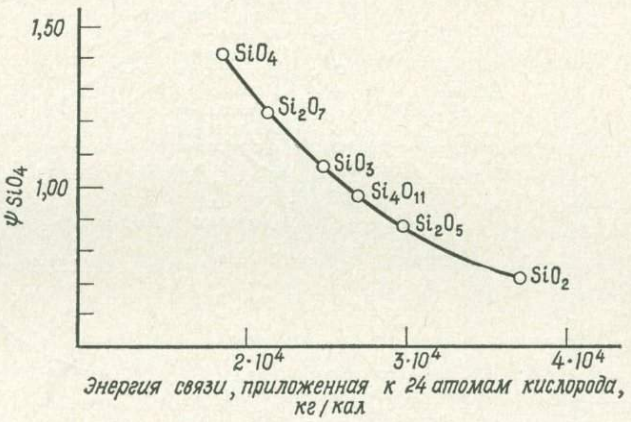
Важное значение для устойчивости того или другого типа силикатных минералов и их свойств имеют катионы, а в некоторых случаях — добавочные анионы и молекулы воды. Главные катионы, встречающиеся в силикатах, сгруппированные по координационному числу, следующие:

координационное число 4 B^{3+}, Be^{2+}, Al^{3+}, Ti^{4+}, Fe^{3+}, Zn^{2+};

координационное число 6 Al^{3+}, Ti^{4+}, Mg^{2+}, Li^{+}, Zr^{4+}, Mn^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Sc^{3+};

координационное число 8 Zr^{4+}, Na^{+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}.

Наивысшее координационное число (12) характерно для K и Ba, нечетные координационные числа 5 и 7 отмечаются для Al и Ca в структурах соответственно андалузита и титанита. Типичным в составе силикатов



Фиг. 245. Комплексный анионный потенциал (Ψ/SiO_4) как функция энергии связи для некоторых групп силикатов (по Грасселли).

является сочетание крупных по размеру и низковалентных катионов, с большими полимеризованными кремнекислородными группировками. Стабильность последних зависит от степени поляризации иона кремния; она относительно низкая в ортосиликатах и высокая в силикатах, где атомы кислорода в кремнекислородных тетраэдрах общие. Энергия, освобожденная от разрыва связи Si — O — Si, увеличивается с возрастанием количества общих атомов кислорода, расположенных вокруг иона кремния в полимеризованных группах (фиг. 245).

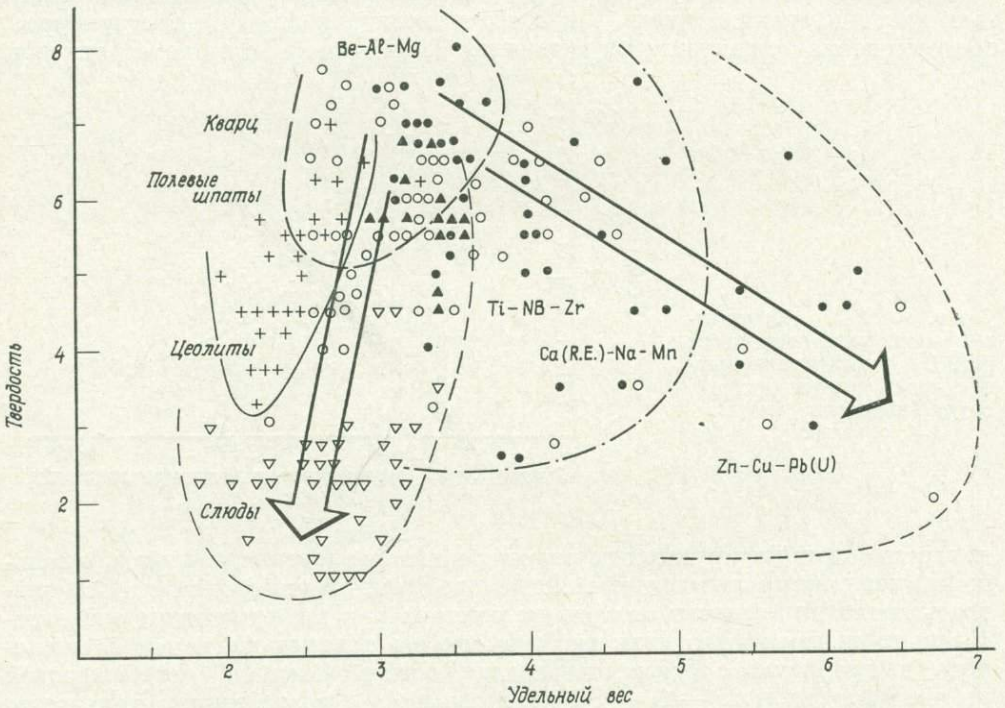
В состав многих силикатов входят добавочные анионы; к ним относятся OH^-, O^{2-}, F^-, Cl^-, S^{2-} и некоторые комплексные группы $[PO_4]$, $[SO_4]$, $[CO_3]$ и др. Часть силикатов содержит кристаллизационную или цеолитную воду; последняя удаляется из минерала без разрушения кристаллической структуры. Положение молекул воды в структуре силикатов определяет слабые направления, соответствующие спайности минералов.

Большинство силикатов в связи с их сложным составом имеет низкую симметрию. Около 45% их кристаллизуется в моноклинной сингонии, 20% имеют ромбическую сингонию, а остальные — триклинную (9%), тетрагональную (7%), тригональную и гексагональную (10%) и кубическую (9%). К кубическим относятся только силикаты с изолированными группами $[SiO_4]$ или имеющие в структуре трехмерный каркас, а силикаты с цепочечным и листовым строением почти всегда характеризуются низкой симметрией. Гексагональные кольца из кремнекислородных тетраэдров обусловливают гексагональную симметрию (примером может служить берилл). Габитус силикатов зависит не только от строения кремнекислородного радикала,

но также непосредственно и от других катионов. Например, эвклаз $BeAl[SiO_4](OH)$ характеризуется наличием изолированных групп SiO_4, однако цепочки, построенные из BeO_3, и колонки из октаэдров AlO_6 обусловили его призматический габитус.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Со строением кремнекислородного радикала в силикатах тесно связана их спайность. Силикаты с листовой структурой характеризуются совершенной спайностью в одном направлении параллельно слоям из кремнекислородных тетраэдров; цепочечные — отличаются спайностью вдоль двух пересекающихся плоскостей, а силикаты с изометричным типом структур



Ф и г. 246. Изменение твердости и удельного веса силикатных минералов.
Черные кружки — островные; белые кружки — сдвоенные и кольцевые; черные треугольники— цепочечные; белые — листовые; кресты — каркасные.

(островные и каркасные) могут иметь спайность в трех направлениях. В зависимости от деталей внутреннего строения спайность может быть совершенной, ясной или слабо выраженной. Силикаты с трехмерным каркасом из кремнекислородных тетраэдров (каркасные силикаты) могут иметь в структуре листоподобные и цепочковидные постройки из тетраэдров, поэтому и спайность у них может быть совершенной в одном направлении для первых, совершенной или ясной в двух или более направлениях в последнем случае. У полевых шпатов кремнекислородные тетраэдры в трехмерном каркасе сгруппированы в виде цепочек, что обусловливает у них ясную до совершенной спайность в двух направлениях под прямым или почти под прямым углом.

На фиг. 246 показано изменение значений твердости и удельного веса в силикатах. *Удельный вес* силикатов с каркасной, листовой и цепочечной структурой колеблется в узких пределах (2—3,5), а для островных он изме-

няется от 2,5 до 7. Последние по удельному весу подразделяются на следующие группы, согласно основным катионам, входящим в их состав: а) с удельным весом 2,5—3,8 — силикаты с катионами, характеризующимися малым ионным радиусом и небольшим атомным весом (Be, Al, Mg, Zr, Ti); б) с удельным весом 3,8—5 — силикаты с относительно крупными катионами (Ca, Mn, Na, TR и др.); в) с удельным весом 5—7 — силикаты с катионами, обладающими халькофильными свойствами (Zn, Cu, Pb, Bi, Sb), U или Th.

Удельный вес минералов в значительной степени зависит от плотности структуры, а также от координационного числа основных катионов. Силикаты с конечными группами отличаются компактными структурами, отсюда и наивысший удельный вес, тогда как силикаты с каркасным строением имеют отчасти «кавернозную» структуру и соответственно низкий удельный вес. Увеличение координационного числа ведет к повышению удельного веса. В этом отношении типичным примером могут служить фаялит Fe_2SiO_4 и виллемит Zn_2SiO_4 с удельным весом соответственно 4,3 и 4,1 и координационными числами для железа 6 (октаэдрическая координация), цинка 4 (тетраэдрическое окружение), несмотря на то что атомный вес железа 55,85, а цинка 65,38 и оба катиона по размеру одинаковы.

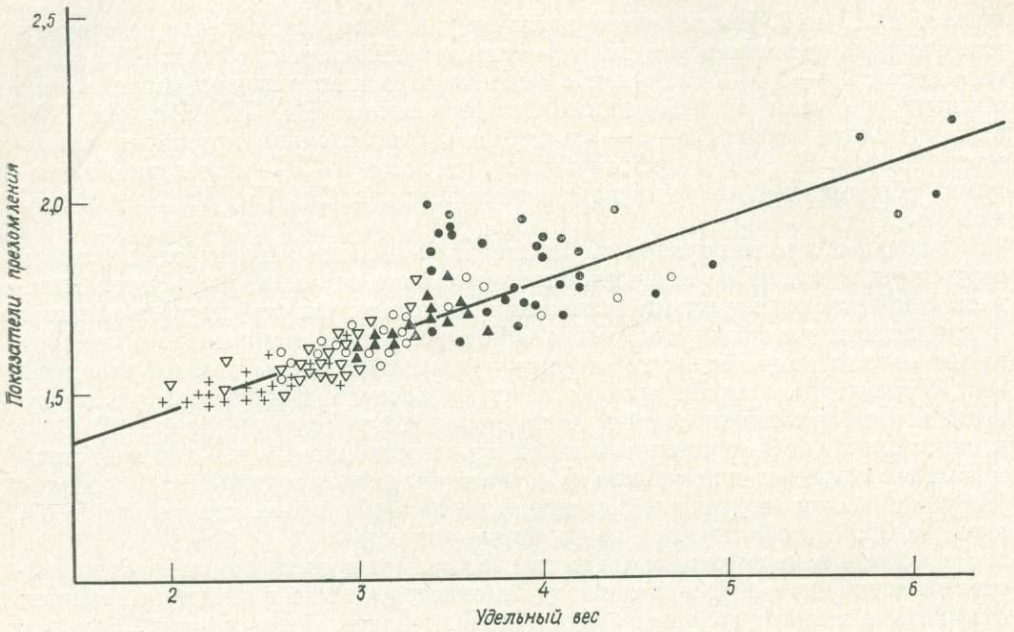
По *твердости* силикаты занимают второе место после окислов. Это свойство по отношению к удельному весу изменяется отчасти в обратном порядке; силикаты с малым удельным весом обладают большой твердостью. Важную роль в данном случае играют размеры ионных радиусов основных катионов, входящих в состав силикатных минералов. Изотипичные силикаты фенакит Be_2SiO_4 и виллемит Zn_2SiO_4 имеют твердость соответственно 7,5 и 5,5; наибольшая твердость у фенакита обусловлена меньшим размером ионного радиуса бериллия.

Показатели преломления у силикатов колеблются в достаточно широких пределах, но в общем они ниже, чем у окислов. Непрозрачных в тонком сечении силикатов не установлено, также не известны силикаты с металлическим и полуметаллическим блеском. Силикаты с высокими показателями преломления обладают блеском от жирного до алмазного, но большинство из них характеризуется стеклянным блеском, что объясняется их относительно низкими показателями преломления. На фиг. 247 показаны значения показателей преломления и удельного веса силикатов. Ясно видно, что силикаты с изолированными группами кремнекислородных тетраэдров, обладающие плотными решетками, характеризуются более высокими показателями преломления, чем силикаты с каркасным строением; особенно низкие показатели преломления у цеолитов.

Двупреломление, кроме структурных особенностей, зависит также от типа главных катионов в составе силикатов. Сильно преломляющие катионы увеличивают не только показатели преломления, но и двупреломление. Типичным примером в этом случае являются титанит $CaTiSiO_5$ и циркон $ZrSiO_4$. Значительное двупреломление характерно для силикатов с листовыми и цепочечными структурами. Колебание значений двупреломления в таких минералах зависит от дополнительных катионов, как это видно на примере трех слюдистых минералов с листоватым строением:

		Уд. в.	Тв.	$Ng—Np$
Пирофиллит	$Al_2[Si_3O_{10}](OH)_2$	2,66	1	0,048
Мусковит	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	2,76	2,5	0,036
Маргарит	$CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$	2,99	5	0,013

В соответствии с основной структурой находится и оптический характер анизотропных силикатов. Поскольку листовые силикаты оптически отрицательные или преимущественно отрицательные и обладают цепочечным строением катионных полиэдров в структуре, они имеют положительный оптический знак.



Фиг. 247. Изменение значений показателей преломления и удельного веса силикатов (обозначения те же, что и для фиг. 246).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Силикатные минералы являются главными составными частями большинства пород и могут быть рассмотрены во всех процессах минералообразования. К силикатам магматогенного происхождения относятся каркасные (полевые шпаты и подобные им минералы), а также силикаты с конечными кремнекислородными группами или с цепочечными и листовыми структурами (оливины, пироксены, амфиболы и слюды). При кристаллизации из магмы первыми выделяются силикаты с низким содержанием кремнезема, а последними — с более высоким, что и приводит к постепенной полимеризации кремнекислородных тетраэдров (см. фиг. 245). Пегматиты, кроме таких типичных породообразующих силикатов, как полевые шпаты, слюды и кварц, содержат еще ряд силикатных минералов с малыми катионами (Be, B, Al, Li, Ti, Zr и др.) или с весьма крупными (Cs, K, Rb, Ba, TR и др.). Вследствие высокой концентрации летучих компонентов в течение пегматитового процесса многие силикатные минералы содержат дополнительные анионы, такие, как Cl, F, OH, B и др.

В гидротермальных условиях силикаты обычно образуются за счет ранее существовавших минералов. Для гидротермальных месторождений характерны силикаты с листовым строением (серицит, каолинит, хлориты и др.) или каркасным (цеолиты).

В экзогенных условиях многие силикаты весьма устойчивы и могут накапливаться в россыпных месторождениях (циркон, гранат, кварц, кианит, ставролит, топаз, турмалин и др.). Однако некоторые силикаты разлагаются под действием поверхностных растворов с образованием окислов и гидроокислов кремния и алюминия, железа и марганца, и растворенные компоненты выносятся в большие водные бассейны. В этих бассейнах могут осаждаться силикаты, если они переносились в виде золей или суспензий, но в особых условиях силикаты могут переотлагаться *in situ* (например, глауконит, цеолиты).

В метаморфических месторождениях устанавливаются различные типы силикатов, но многие из них встречаются и в изверженных породах. В результате сильной кристаллизационной способности некоторые силикаты, особенно островные (гранат, кианит, ставролит, андалузит), могут образовывать крупные кристаллы — порфиробласты (фиг. 59).

КЛАССИФИКАЦИЯ

Силикаты подразделяются на четыре основных подкласса по способу сочленения кремнекислородных тетраэдров в их структуре, т. е. соответственно степени их полимеризации. Один из таких подклассов включает в себя все силикаты с конечными группировками кремнекислородных тетраэдров, в том числе и силикаты (эпидот, везувианит), которые содержат одиночные тетраэдры SiO_4 и сдвоенные Si_2O_7. К трем другим подклассам относятся силикаты с непрерывными одномерными, двумерными и трехмерными постройками из кремнекислородных тетраэдров. Дальнейшее подразделение основывается на деталях структурного типа. Силикаты с изолированными тетраэдрами или группами таких тетраэдров классифицируются согласно важнейшим катионам, входящим в их состав. Общая классификационная схема, предложенная здесь, следующая:

А. Силикаты с изолированными тетраэдрическими группами

а. Be-Al-Mg-ассоциация

1. Группа фенакита
2. Группа берилла
3. Группа эвклаза — эвдидимита
4. Группа андалузита — топаза
5. Группа оливина
6. Группа гумита

б. Ti-Nb-Zr-ассоциация

1. Группа циркона
2. Группа катаплеита — эвдиалита
3. Группа сфена
4. Группа лейкосфенита
5. Группа ринкита — астрофиллита
6. Группа вёлерита
7. Группа арандизита

в. Ca(TR)-Mn-Na-ассоциация

1. Группа ларнита
2. Группа спёррита — куспидина
3. Группа аллеганита — пиросмалита
4. Группа церита
5. Группа тортвейтита
6. Группа мелилита
7. Группа эпидота
8. Группа граната
9. Группа турмалина
10. Группа аксинита — данбурита

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

1. Группа гемиморфита
2. Группа диоптаза
3. Группа меланотекита — барисилита
4. Группа уранофана
5. Группа чапманита — бисмутоферрита

Б. Цепочёчные силикаты

1. Группа пироксенов
2. Группа амфиболов
3. Группа волластонита — родонита
4. Группа пектолита
5. Группа сепиолита — палыгорскита

В. Листовые силикаты

1. Группа талька — пирофиллита
2. Группа слюд
3. Группа гидрослюд (иллит)
4. Группа хрупких слюд
5. Группа хлоритов
6. Группа монтмориллонита — вермикулита
7. Группа антигорита — каолинита
8. Группа окенита — тоберморита
9. Группа апофиллита — санборнита

Г. Силикаты с трехмерными тетраэдрическими группировками

а. Без добавочных анионов

1. Группа кварца
2. Группа полевых шпатов
3. Группа нефелина
4. Группа лейцита

б. С добавочными анионами
1. Группа скаполита
2. Группа канкринита
3. Группа содалита — гельвина

в. Цеолиты
1. Группа стильбита
2. Группа хабазита
3. Группа анальцима
4. Группа натролита
5. Группа филлипсита — гармотома

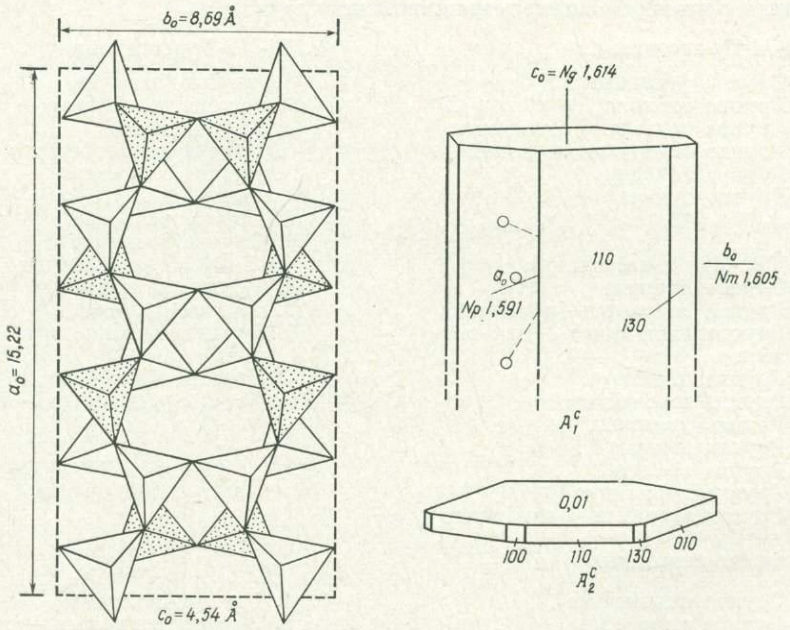
С точки зрения автора классификации силикаты с непрерывными кремнекислородными тетраэдрами могут быть отнесены к Be-Al-Mg- и Ca-Mn-Na-ассоциациям. Несмотря на то что железо является важнейшим элементом в составе силикатов, оно не может рассматриваться как типичный элемент, так как изоморфно замещается алюминием или магнием почти во всех структурных типах.

А. СИЛИКАТЫ С ИЗОЛИРОВАННЫМИ ТЕТРАЭДРИЧЕСКИМИ ГРУППАМИ

а. Be-Al-Mg-ассоциация

1. Группа фенакита

К этой группе, кроме *фенакита* Be_2SiO_4, относится *бертрандит* $Be_4Si_2O_7(OH)_2$, ромбический (*Cmc*), встречающийся в виде плитчатых или



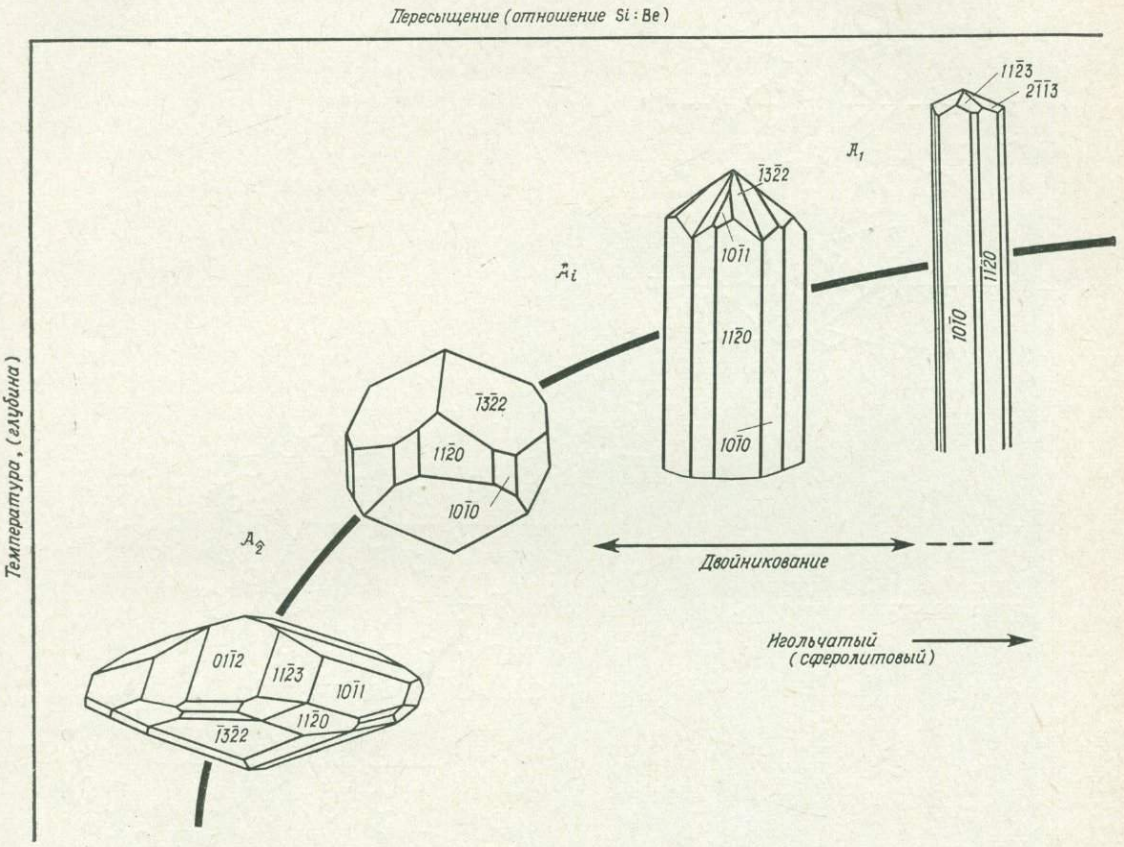
Фиг. 248. Структура бертрандита.
Заштрихованы тетраэдры SiO_4; чистые тетраэдры — $BeO_3(OH)$ (Л. П. Соловьева и Н. В. Белов). Справа — форма кристаллов бертрандита с оптической ориентировкой.

сфероидальных кристаллов с совершенной спайностью по {001}, обусловленной его полярной структурой (фиг. 248). Главные линии на рентгенограмме:

4,31(10) — 3,19(10) — 2,51(10) — 2,27(9) — 2,20(9) — 1,305(9).

Фенакит Be_2SiO_4. Название означает по-гречески «обманщик». Минерал назван так благодаря сходству его кристаллов с кварцем и другими минералами. Содержит 45,5% BeO и 54,5% SiO_2.

Кристаллографическая характеристика. Ромбоэдрический в. с. $R\,\overline{3}$, $a_0 = 12{,}33$ Å, $c_0 = 8{,}23$ Å, Z = 18 для гексагональной элементарной ячейки, состоящей из бериллиевых и кремниевых тетраэдров. Структура фенакита построена из отдельных тетраэдров SiO_4, чередующихся с парами тетраэдров BeO_4, образуя вдоль оси *c* цепочки... SiO_4 — BeO_4 — BeO_4 — SiO_4...,

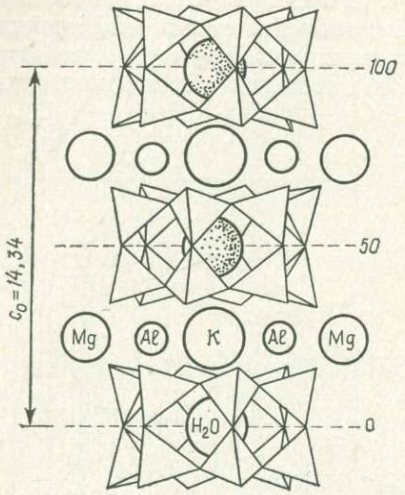


Ф и г. 249. Кристаллогенетическая диаграмма фенакита.

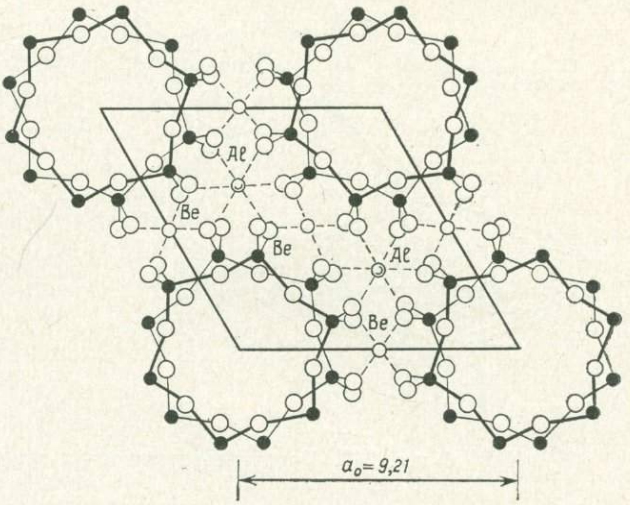
связанные продольно таким способом, что в результате получается трехмерная спиралеподобная решетка из тетраэдров различного сорта. Главные формы кристаллов: *a* $\{11\bar{2}0\}$, *m* $\{10\bar{1}0\}$, *r* $\{10\bar{1}1\}$, *o* $\{01\bar{1}2\}$, *x* $\{12\bar{3}2\}$, *p* $\{11\bar{2}3\}$, *s* $\{21\bar{3}1\}$ и *c* $\{0001\}$. $(10\bar{1}1) \wedge (\bar{1}101) = 63°24'$, $(10\bar{1}1) \wedge (10\bar{1}0) = 52°39'$, $\{10\bar{1}1\} \wedge \{01\bar{1}1\} = 35°19'$, $\{01\bar{1}1\} \wedge \{01\bar{1}2\} = 16°28'$. Обычны двойники по $\{10\bar{1}0\}$ с двойниковой осью вдоль оси *c*. Габитус кристаллов фенакита главным образом двух типов: призматические кристаллы, характерные для низких температур, и уплощенные ромбоэдрические, включая сдвойникованные кристаллы, характерные для высокотемпературных образований (фиг. 249). Главные линии на рентгенограмме: 3,58(6) — 2,511(8) — 2,350(6) — 2,183(8) — 2,073(6) — 1,635(6) — 1,258(10) — 1,206(6).

Физические свойства. Спайность неясная по $\{11\bar{2}0\}$. Тв. 7,5. Уд. в. 2,96—3,0. Бесцветный до желтоватого или розоватого. $n_o = 1{,}654$, $n_e = 1{,}670$. Оптически положительный благодаря цепочкоподобному расположению бериллиевых и кремнекислородных тетраэдров.

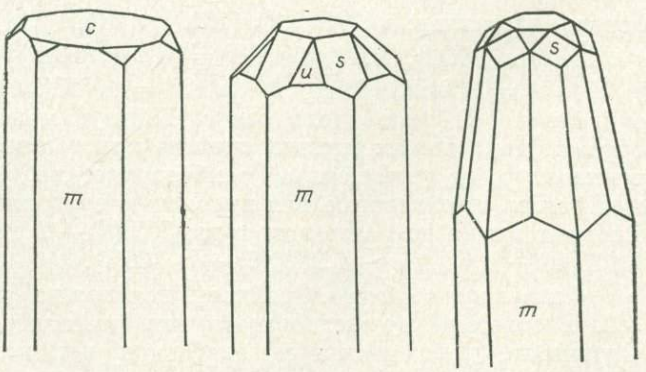
Нахождение. Фенакит — типичный пегматитовый минерал, установлен также в некоторых гидротермальных жилах и метасоматических зонах



Ф и г. 250. Структурная схема осумилита (по Миясиро).



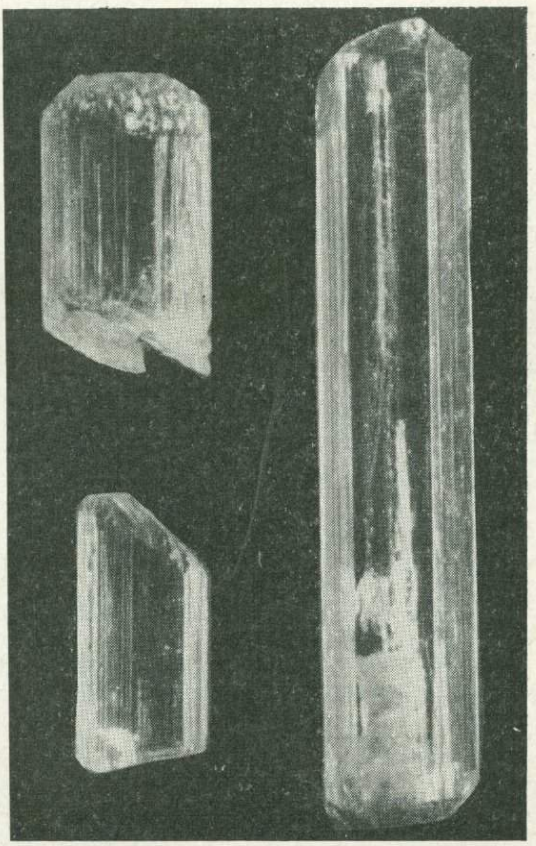
Ф и г. 251. Структура и форма кристаллов берилла.



в ассоциации с бериллом, бертрандитом и другими бериллиевыми минералами. Хорошо известны месторождения фенакита: Крагерё в Норвегии, где найдены кристаллы размером до 30 *см*; Миасское в Ильменских горах, СССР; Пайкс-Пик в Колорадо, США, и др.

2. Группа берилла

В группу берилла входят *берилл* $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$, *кордиерит* $Mg_2Al_3[Si_5AlO_{18}]$, *миларит* $KCa_2AlBe_2[Si_{12}O_{30}]\cdot 0{,}5H_2O$, *рёддерит* $(Na, K)_2Mg_5[Si_{12}O_{30}]$, *меррихьюит* $(K, Na)_2(Fe, Mg)_5[Si_{12}O_{30}]$ и *осумилит* $KMg_2AlFe_3[Si_9\cdot Al_3O_{30}]\cdot H_2O$. В основе структуры первых двух минералов лежат гексагональные кольца из кремнекислородных тетраэдров, у двух последних такие же сдвоенные кольца. Миларит, рёддерит, меррихьюит и осумилит изоструктурны ($P6/mcc$). Они встречаются в виде призматических или пинакоидальных кристаллов, что соответствует их явно выраженной гексагональной симметрии (фиг. 250). Миларит оптически отрицательный ($n_o = 1{,}538$, $n_e = 1{,}537$), осумилит оптически положительный ($n_o = 1{,}546$, $n_e = 1{,}550$). Главные линии на рентгенограммах: 6,98(5) — 5,18(7) — 3,307(10) — 2,873(9) — 2,736(7) — 1,105(5) для миларита; 7,17(8) — 5,08(8) — 3,24(10) — 2,930(8) — 2,776(5) — 1,855(5) для осумилита; 3,57(10) — 3,24(8) — 2,92(7) — 2,77(5) для рёддерита; 7,13(8)— 3,73(10) — 3,23(9) — 2,92(6) — 2,774(10) для меррихьюита.



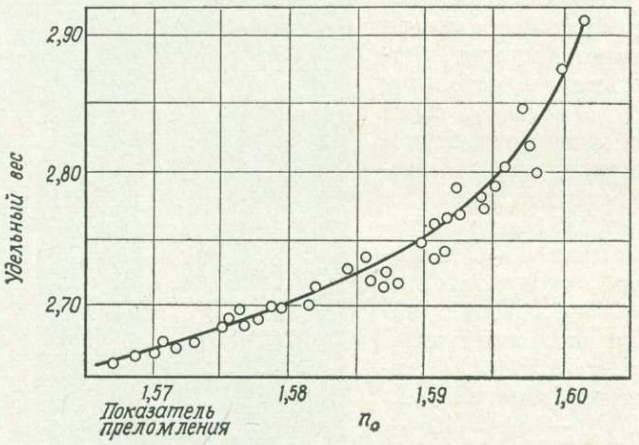
Фиг. 252. Берилл, Родопы ($^2/_5$ натуральной величины).

Берилл $Be_3Al_2Si_6O_{18}$. Содержит 14,1% BeO, 19,0%, Al_2O_3 и 66,9% SiO_2; в некоторых разностях в значительных количествах присутствуют Na, K, Li и Cs. Берилл, богатый цезием и литием, назван *воробьевитом* в честь русского минералога. *Изумруд* и *аквамарин* — прозрачные разности берилла соответственно ярко-зеленого и голубоватого цвета. *Бацит* — Sc-содержащий берилл.

Кристаллографическая характеристика. Дигексагонально-дипирамидальный в. с. $P6/mcc$, $a_0 = 9{,}21$ Å, $c_0 = 9{,}17$ Å, $Z = 2$. Вхождение щелочей увеличивает размер только c_0, а a_0 остается постоянным. Структура минерала изображена на фиг. 251. Она состоит из простых колец кремнекислородных тетраэдров, расположенных параллельно {0001}, образуя таким образом вдоль оси *c* каналы, в которых могут размещаться щелочные катионы или некоторое количество молекул воды. Наиболее общие формы кристаллов: *m* $\{10\bar{1}0\}$ и *c* {0001}, иногда в комбинации с *a* $\{11\bar{2}0\}$, *i* $\{21\bar{3}0\}$, *p* $\{10\bar{1}1\}$,

s {11$\bar{2}$1}, *o* {11$\bar{2}$2}, *u* {20$\bar{2}$1}, *v* {21$\bar{3}$1} и *n* {31$\bar{4}$1}. {0001} $\wedge$ {10$\bar{1}$1} = 29°56′, {10$\bar{1}$1} $\wedge$ {11$\bar{2}$0} = 64°23′, {0001} $\wedge$ {20$\bar{2}$1} = 49°02′, {0001} $\wedge$ {11$\bar{2}$1} = = 44°56′. Кристаллы имеют длиннопризматический габитус, грани призмы обычно покрыты вертикальной штриховкой (фиг. 251 и 252). Пластинчатые кристаллы берилла характерны для относительно низкотемпературных образований. Главные линии на рентгенограмме: 3,238(10) — 2,874(10) — 2,146(8) — 1,989(8) — 1,737(8) — 1,515(8) — 1,430(8) — 1,276(8).

Физические свойства. Спайность неясная, но отчетливо выражена отдельность по {0001}. Тв. 7,5—8. Удельный вес колеблется в зависимости от содержания щелочи от 2,65 до 2,90 (наибольший для богатых щелочью). Аналогично изменяются показатели преломления n_o = 1,568 ÷ 1,602 и n_e = 1,564 ÷ ÷ 1,595 (фиг. 253). Берилл одноосный, оптически отрицательный благодаря

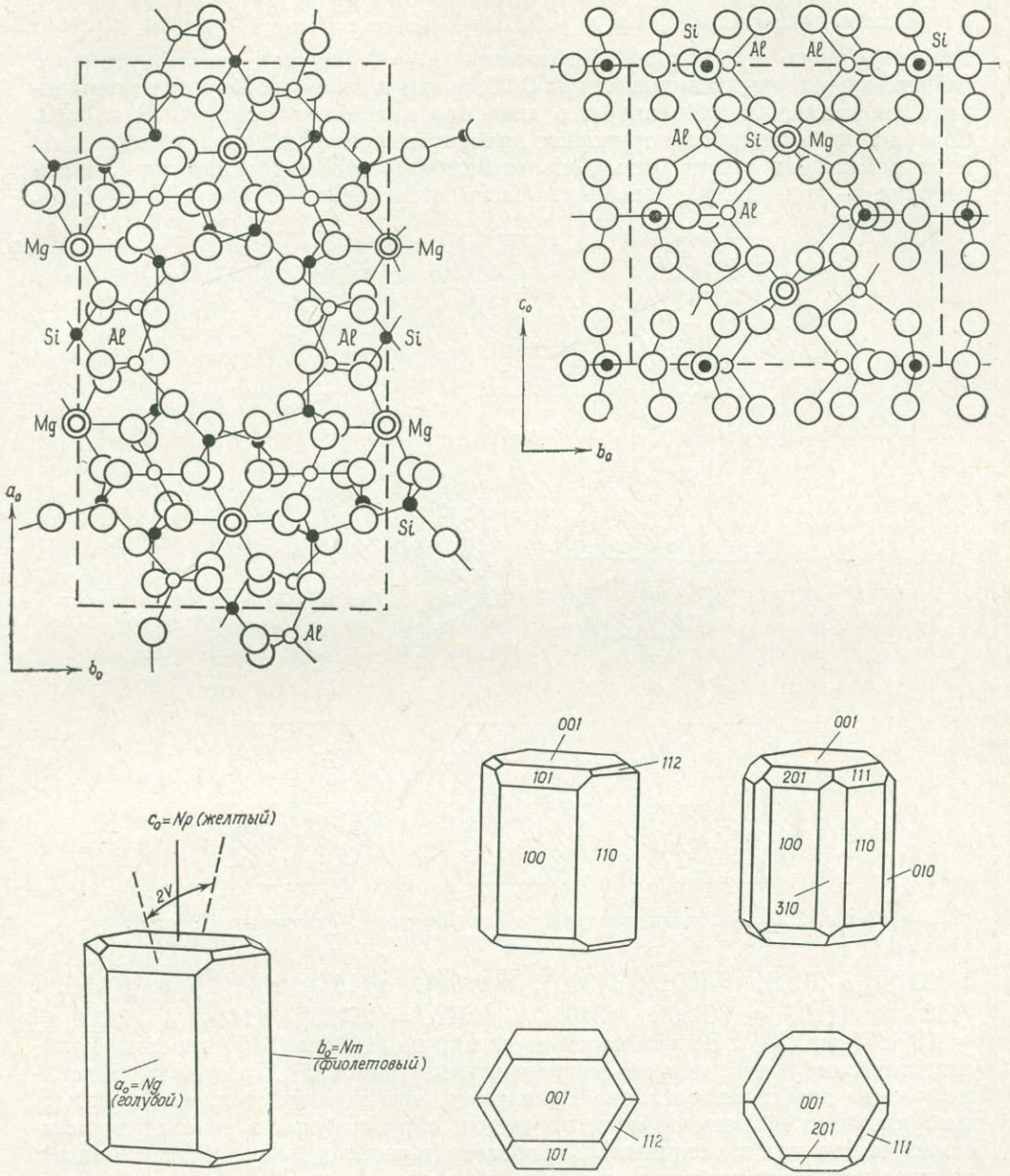


Ф и г. 253. Изменение показателя преломления и удельного веса берилла.

слоистоподобному расположению кремнекислородных колец в структуре, иногда может быть аномально двуосным с очень малым 2V. Цвет минерала зависит от состава; обычно зеленый или желтовато-зеленый, может быть голубым, белым или розовым до красного. Разности розового цвета непременно содержат щелочи и особенно цезий. Голубой цвет аквамарина обусловлен ионами двухвалентного железа.

Нахождение. Берилл — типичный минерал гранитных пегматитов, которые и являются главным источником бериллия. Известные месторождения берилла находятся на Урале и в Забайкалье (Адунчилон), СССР; в Колумбии; в Минас-Жераис, Бразилия; на Мадагаскаре; на Цейлоне; на острове Эльба и в штате Мэн, США. В штате Мэн были обнаружены кристаллы берилла размером 5 *м* в длину и 1,5 *м* в диаметре. Благодаря химической устойчивости берилл может накапливаться в россыпных месторождениях. Изменяется он обычно в слюду мусковитового типа.

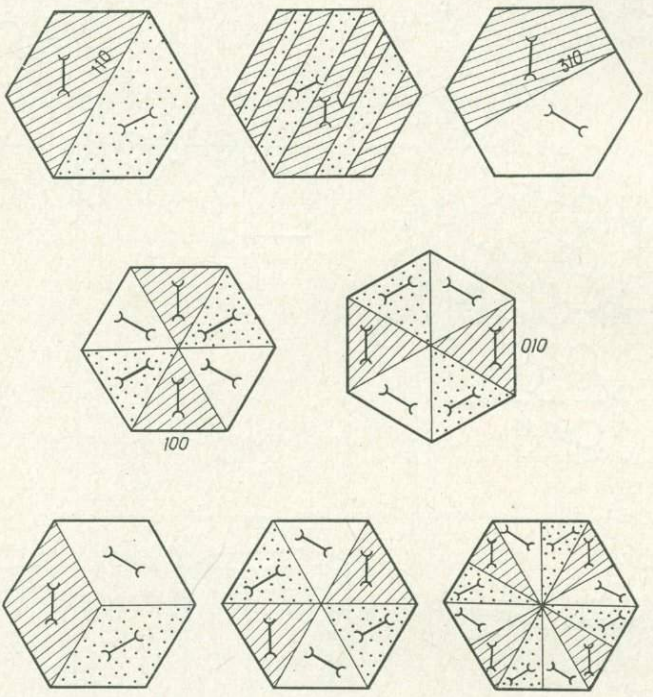
Кордиерит $Mg_2Al_3[Si_5AlO_{18}]$. Назван в честь французского минералога Кордье, который впервые описал этот минерал в 1809 г. Синонимы: *иолит* и *дихроит* [от греческих слов: «иол»— фиалка и «дихрос»— двуцветный.— *Перев.*] употребляются для окрашенных в фиолетовый цвет и сильно плеохроирующих разностей. Содержит 13,68% MgO, 34,96 Al_2O_3 и 51,36% SiO_2, но обычно присутствует и некоторое количество щелочи, Fe, Mn, Ca, Ti и вода; наличие последней означает начало изменения минерала. Кордиериты, богатые железом, называются *феррокордиеритами*, конечный член этого ряда может иметь формулу $Fe_2Al_3[Si_5AlO_{18}]$.



Фиг. 254. Структура, кристаллографические формы и оптическая ориентировка кордиерита.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Ссст*, $a_0 = 17{,}06$ Å, $b_0 = 9{,}69$ Å, $c_0 = 9{,}37$ Å, $Z = 4$. Структура аналогична структуре берилла. Кристаллы кордиерита псевдогексагонального облика, однако имеется гексагональная модификация кордиерита, известная под названием *индиалит*. В структуре индиалита в отличие от нормального кордиерита $Mg_2[(Al_2Si)(Al_2Si_4O_{18})]$ устанавливается полностью или частично беспорядочное распределение Al и Si (соответственно высоко- и низкотемпературный индиалит $Mg_2[Al_4Si_5O_{18}]$). Степень беспорядка определена Миясиро с помощью «показателя искажения», вычисленного по трем рефлексам

на рентгенограммах: 511, 421 и 131, $\Delta = 2\theta_{131} - \frac{2\theta_{511} - 2\theta_{421}}{2}$. Для высокотемпературного кордиерита (индиалит) $\Delta = 0{,}00$, для промежуточного (низкотемпературный индиалит) до 0,20, а для низкотемпературного кордиерита (нормальный индиалит) это значение находится между 0,20 и 0,30. Содержание бериллия в кордиерите находится в обратной зависимости от Δ. Этот показатель может быть использован для прослеживания термальной истории в контактовых ореолах. Часто встречающиеся формы: *m* {110},



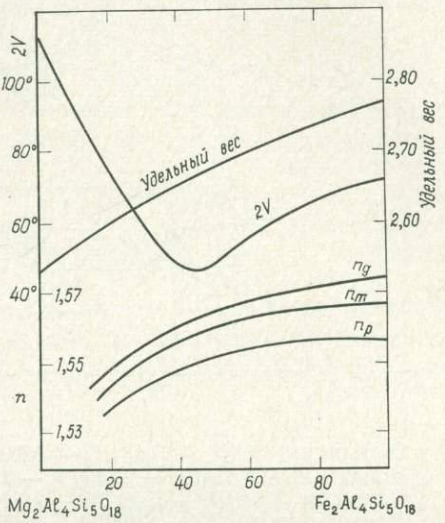
Фиг. 255. Двойники кордиерита (по Штрунцу, Теннисону, Юбелу).

a {100}, *b* {010}, *c* {001}, *d*{310}, *n* {101}, *s* {112}, *r* {111} и *o* {311}. {110} $\wedge$ {1$\bar{1}$0} = 60°50′, {310} $\wedge$ {010} = 29°35′, {111} $\wedge$ {001} = = 47°48′ (фиг. 254). Весьма часты двойники по {110} и {310} простые, полисинтетические и циклические (секториальные) (фиг. 255). Простые и полисинтетические двойники, согласно Венкатешу, устанавливаются, как правило, в кордиеритах из метаморфических пород, образованных в результате метасоматических или инъекционных процессов (в гнейсах и слюдистых сланцах), а в кордиеритах из вулканических пород, сформированных за счет глинистых ксенолитов в лаве, встречаются преимущественно циклические двойники. Главные линии на рентгенограммах: 8,29(8) — 4,03(6) — 3,34(9) — 3,11(7) — 3,00(10) — 1,685(7).

Физические свойства. Спайность ясная по {010}, особенно в шлифах. Тв. 7—7,5. Удельный вес, показатели преломления и угол оптических осей изменяются, как видно на фиг. 256, в зависимости от содержания железа. $Np = c$, $Nm = a$, $Ng = b$. Оптически отрицательный, но известны также кордиериты оптически положительные, как правило, они обогащены кальцием. Индиалит — оптически отрицательный. С увеличением содержания щелочи величина показателей преломления у кордиерита возрастает, а двупреломление и 2V уменьшаются. Кордиерит обладает отчетливым плеохроизмом: по [010] синий, по [100] синевато-серый и по [001] желтый. Сильный трихро-

изм обусловлен замещением в октаэдрической координации магния Fe^{2+}. В тонких пластинках он обычно бесцветный, напоминает кварц.

Нахождение. Кордиерит — типичный метаморфогенный минерал, возникающий за счет пород, богатых алюминием и магнием. Он обычно встречается в контактово-метаморфических образованиях или в инъецированных сланцах и гнейсах, а также в некоторых вулканических породах (андезиты). В последнем случае он возникает в результате ассимиляции глинистых осадков. Менее часто он обнаруживается в пегматитах и в парагенезисе с сульфидами. Кордиерит тесно ассоциирует с кварцем, андалузитом, силлиманитом, шпинелью, сапфирином и биотитом. Он не очень устойчивый минерал и под влиянием гипогенных растворов часто превращается в слюду мусковитового типа, хлорит или в смесь этих минералов, известную под названием *пинит*. Процесс мусковитизации кордиерита сопровождается привносом щелочей и выносом магния и железа; хлоритизация связана с гидратацией, а образование пинита обусловлено комбинацией этих процессов.



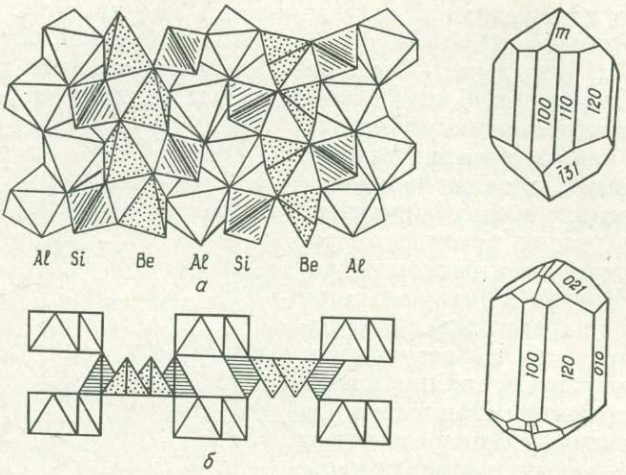
Фиг. 256. Изменение некоторых свойств кордиерита.

3. Группа эвклаза — эвдидимита

К этой группе относятся следующие бериллиевые силикаты:

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Эвклаз	$BeAlSiO_4(OH)$	$P2_1/c$	3,05	1,660
Эвдидимит	$NaBeSi_3O_7(OH)$	$C2/c$	2,55	1,545
Эпидидимит	$NaBeSi_3O_7(OH)$	$Pnam$	2,55	1,545
Чкаловит	$Na_2BeSi_2O_6$	$F2dd$	2,66	1,545
Лейкофанит	$(Na, Ca)_2BeSi_2O_6(OH, F)$	$P2_122$	2,96	1,585
Мелифанит	$(Na, Ca)_2(Be, Al)Si_2O_6F$	$P42_1m$	3,00	1,600
Соренсенит	$Na_4SnBe_2Si_6O_{16}(OH)_4$	$P2_1/a$	2,9	1,583
Аминовит	$Ca_8BeAlSi_8O_{28}$	$I4/mmm$	2,94	1,645
Тримерит	$(Ca, Mn)BeSiO_4$	$P2_1/c$	3,47	1,715
Бавенит	$Ca_4BeAl_2H_2Si_9O_{27}$	$Pmmm$	2,74	1,575
Бариллит	$BaBe_2Si_2O_7$	$Pcmn$	4,00	1,695
Гадолинит	$Be_2FeY_2Si_2O_{10}$	$P2_1/c$	4,4	1,780
Либерит	Li_2BeSiO_4	мон.	2,69	1,633

Эвклаз имеет совершенную спайность по {010}, а эвдидимит и эпидидимит характеризуются такой же спайностью по {001} благодаря листоподобному расположению атомов. В структуре эвклаза (фиг. 257) октаэдрические группы AlO_6 образуют колонки, а тетраэдры $BeO_3(OH)$ — цепочки, вытянутые вдоль оси *c*. Атомы кремния в виде изолированных кремнекислородных тетраэдров располагаются между алюминиевыми и бериллиевыми цепочками. Все минералы этой группы бесцветные, белые или окрашены в желтоватый до розового цвет (тримерит). Тв. 5,5—6; эвклаз обладает более высокой твердостью (7,5) благодаря отсутствию в его составе крупных катионов. Цепочкоподобная структура эвклаза обусловливает также его довольно высокое положительное двупреломление. Главные линии на рентгенограммах:



Ф и г. 257. Структура эвклаза, представленная перпендикулярно (*а*) и параллельно (*б*) оси *с*.

Эвдидимит 3,38(9) — 3,16(10) — 3,09(9) — 2,01(8) — 1,822(9) — 1,694(8)
Эпидидимит 3,10(10) — 2,98(10) — 2,13(8) — 1,797(9) — 1,542(8) — 1,280(9)
Чкаловит 3,97(10) — 2,46(10) — 2,41(10) — 1,40(8) — 1,11(8) — 1,09(10)
Лейкофанит 3,59(7) — 2,97(8) — 2,75(10) — 2,32(6) — 1,99(6) — 1,712(6)
Бавенит 3,68(10) — 3,33(10) — 3,21(10) — 1,73(9) — 1,65(9) — 1,319(8)
Соренсенит 6,31(6) — 3,41(8) — 3,06(7) — 2,960(4) — 2,918(10)
Либерит 3,799(10) — 3,709(10) — 2,581(10) — 1,447(10) — 1,233(10)

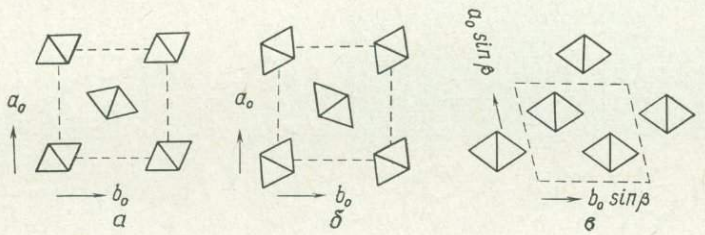
4. Группа андалузита — топаза

В эту группу, кроме полиморфных модификаций Al_2SiO_5 (*андалузит*, *силлиманит* и *кианит*) и продукта их высокотемпературного превращения *муллита* $Al_6Si_2O_{13}$, входят *топаз* $Al_2SiO_4(F, OH)_2$, *зуниит* $Al_{13}Si_5O_{20}(OH, F)_{18}Cl$, *ставролит* $Al_4FeSi_2O_{10}(OH)_2$, *сапфирин* $Al_4Mg_2SiO_{10}$, *йодерит* $Al_3MgSi_2O_8(OH)$, *сурсассит* $Mn_2Al_2H_3(SiO_4)(Si_2O_7)$ (O, OH), *корнерупин* $Al_{10}Mg_{10}BSi_9O_{43}$ и *дюмортьерит* $(Al, Fe)_7BSi_3O_{18}$.

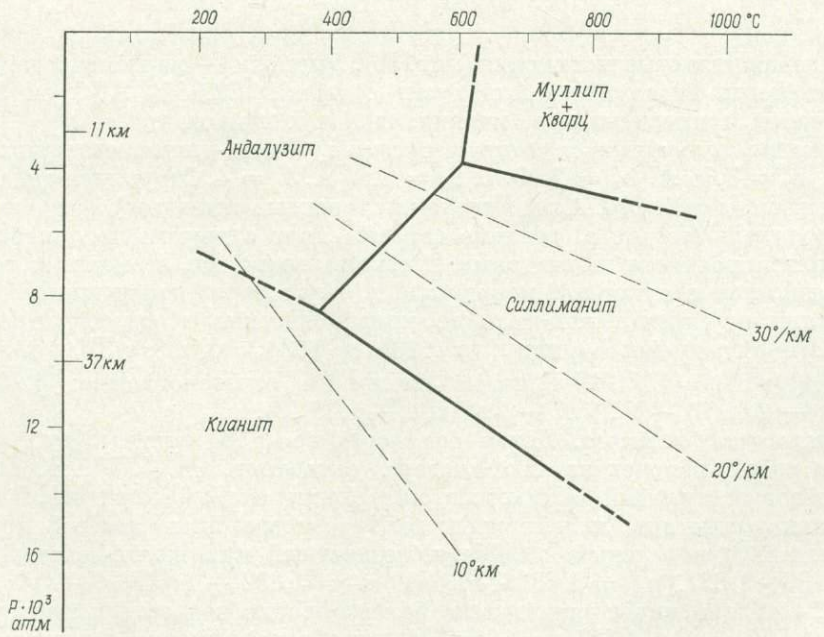
Зуниит является уникальным примером силикатов с группами Si_5O_{16} из кремнекислородных тетраэдров, которые сочленены с комплексами $Al_{12}O_{16}(OH)_{30}$, состоящими из алюминиевых октаэдров, что и объясняет его тетрагональную симметрию ($F\,\bar{4}3\,m$). Зуниит с высоким содержанием фтора называется *диллнитом*. Другие минералы этой группы ромбические или моноклинные (кианит триклинный) и имеют в структуре изолированные кремнекислородные тетраэдры. Три полиморфные модификации Al_2SiO_5 отличаются друг от друга координацией одного из двух типов атомов алюминия [1] (для силлиманита — 4, для андалузита — 5, для кианита — 6) и положением в структуре каждой модификации алюминиевых октаэдров, состоящих из атомов алюминия другого типа (фиг. 258). В соответствии с их структурами силлиманит устойчив при высокой температуре, кианит — при высоком давлении, а андалузит при относительно низких температуре и давлении (фиг. 259). Тройная точка устойчивости для трех полиморфных модификаций Al_2SiO_5 характеризуется температурой около 622° С и давлением 5,5 *кбар*. Переход андалузита в силлиманит может служить довольно хорошим геотермометром для определения температуры образования метаморфических фациальных серий в условиях относительно низкого давления.

[1] В структурах этих трех минералов устанавливаются два сорта атомов алюминия; половина из них в каждой решетке находится в октаэдрической координации, а другая половина имеет различные координационные числа.— *Прим. перев.*

Основные минералы группы: андалузит, силлиманит, кианит, топаз и ставролит. *Сапфирин* — моноклинный, пластинчатый, светло-синий или зеленоватый. $n_p = 1{,}705 \div 1{,}714$, $n_m = 1{,}708 \div 1{,}719$, $n_g = 1{,}711 \div 1{,}720$, $(-)2V = 50 \div 68°$, $c \wedge Ng = 6 \div 8°$. *Йодерит* также моноклинный, пурпурного цвета. $n_p = 1{,}689$, $n_m = 1{,}691$, $n_g = 1{,}715$, $Nm = b$, обладает плеохроизмом: по Np бледно-синий, по Nm индигово-синий, по Ng светло-оливково-зеленый, $(+)2V = 25°$. *Корнерупин* содержит некоторое количество железа, изоморфно замещающего магний, и щелочи (разновидность — призматин). Он встречается обычно в виде волокнистых или столбчатых агрегатов белого цвета с ясной спайностью по {110}, характеризуется ромбической симметрией. $n_p = 1{,}661 \div 1{,}682$, $n_m = 1{,}673 \div 1{,}696$, $n_g = 1{,}674 \div 1{,}699$, $Np = c$, $Nm = a$, $Ng = b$, $(-)2V = 20°$. *Дюмортьерит* также ромбический ($Pcnm$), почти всегда наблюдается в виде волокнистых агрегатов синего, зеленовато-синего или красновато-коричневого цвета. $n_p = 1{,}659$—$1{,}686$, $n_m = 1{,}684 \div 1{,}722$, $n_g = 1{,}686 \div 1{,}723$, $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$, $(-)2V = 13 \div 52°$. Он сильно плеохроичен, с максимумом абсорбции вдоль удлинения. *Сурсассит* — моноклинный, $n_g = 1{,}755$, волокнистый, красного цвета. Все минералы твердые (тв. около 7), уд. в. 3—3,5. Главные линии на рентгенограммах:



Фиг. 258. Структурные схемы силлиманита (*а*), андалузита (*б*) и кианита (*в*).

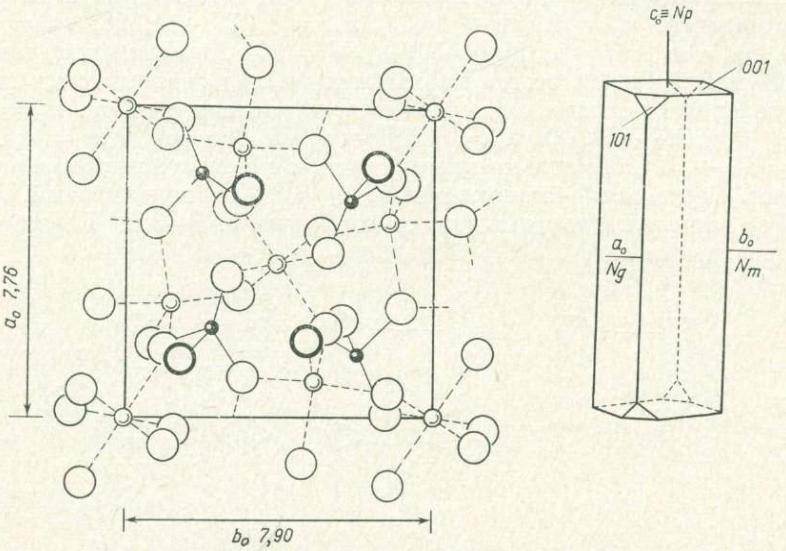


Фиг. 259. Диаграмма устойчивости полиморфных модификаций Al_2SiO_5 (Хитаров, Пугин, Чжао Бин, Слуцкий).

Муллит 3,42(10) — 3,38(10) — 2,69(9) — 2,55(9) — 2,21(10) — 2,12(8)
Зуниит 7,99(10) — 4,18(10) — 4,00(8) — 2,67(10) — 2,00(8) — 1,636(9)
Йодерит 3,50(10) — 3,03(8) — 2,61(6) — 2,46(4) — 2,00(6) — 1,82(6)
Дюмортьерит 5,85(10) — 5,06(6) — 3,43(6) — 3,22(6) — 2,91(6) — 2,09(8)

Минералы этой группы обычно образуются при метаморфизме глинистых пород.

Андалузит Al_2SiO_5. Минерал впервые был обнаружен в провинции Андалузия в Испании, откуда и получил название. *Хиастолит* — разновидность,



Ф и г. 260. Структура и кристаллографическая форма андалузита.

содержащая углистые включения (фиг. 56). *Виридин* — марганецсодержащая разновидность андалузита. Андалузит содержит 62,98% Al_2O_3 и 37,02% SiO_2; часты примеси железа, магния, щелочей и марганца.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. $Pnnm$, $a_0 = 7{,}76$ Å, $b_0 = 7{,}90$ Å, $c_0 = 5{,}56$ Å, $Z = 4$. Структура андалузита изображена на фиг. 260. Алюминиево-кислородные октаэдры образуют цепочки, параллельные оси c, которые связаны друг с другом изолированными кремнекислородными тетраэдрами и дополнительными атомами алюминия, находящимися в пятерной координации. Благодаря цепочечному мотиву кристаллы андалузита, как правило, призматические, псевдотетрагональные (фиг. 261) с главными формами: m {110}, a {100}, c {001}, s {011} и r {101}. $\{110\} \wedge \{1\bar{1}0\} = 89°12'$. Главные линии на рентгенограмме: 4,53(10) — 3,96(8) — 2,76(9) — 2,26(9) — 2,17(10) — 1,46(10).

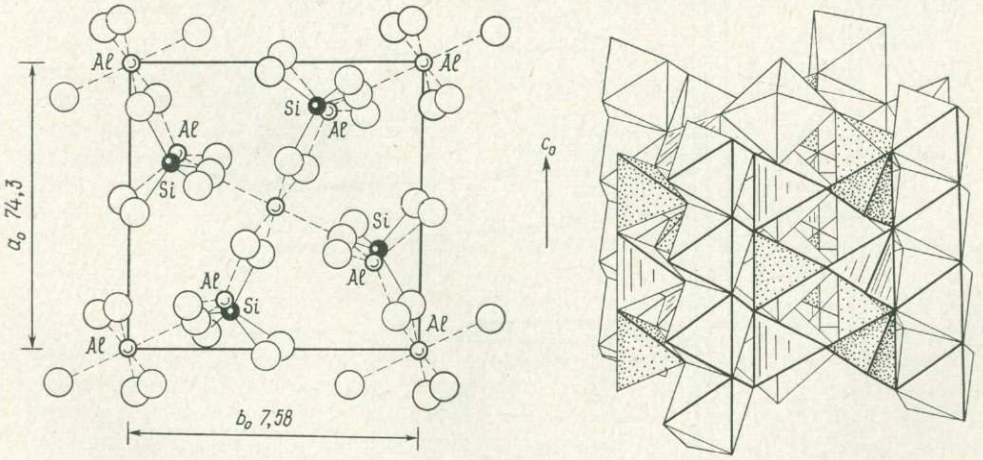
Физические свойства. Ясная спайность по {110} соответствует слабым связям вдоль цепочек из алюминиевых октаэдров. Тв. 7. Уд. в. 3,1—3,2. Цвет розовый, красный, серый, желтоватый или зеленый (виридин). В тонких пластинках отчетливо плеохроичен: по Np (c) розовый или желтый, по Nm (b) бесцветный или зеленый, по Ng (a) бесцветный или желто-зеленый. $n_p = 1{,}629 \div 1{,}637$, $n_m = 1{,}633 \div 1{,}641$, $n_g = 1{,}639 \div 1{,}646$, $(-)2V = 78 \div 86°$. Виридин имеет значительно более высокие показатели преломления ($n_p = 1{,}662$, $n_m = 1{,}671$, $n_g = 1{,}691$), наиболее высокое двупреломление и удельный вес (3,22). При температуре 1380° андалузит переходит в муллит.

Нахождение. Андалузит — типичный метаморфогенный минерал. Он встречается в контактных ореолах изверженных и глинистых пород, в гнейсах и сланцах, иногда также в пегматитах в ассоциации с турмалином, корундом, мусковитом, биотитом, кварцем, топазом и другими минералами. Крупнейшее месторождение андалузита известно в Калифорнии (Уайт-Маунтин). Прозрачные зеленые разности андалузита, используемые как драгоценный камень, обнаружены в Минас-Новас и Минас-Жераис в Бразилии и на Цейлоне.

Фиг. 261. Андалузит, по периферии замещенный слюдой ($^4/_5$ натуральной величины).

Силлиманит Al_2SiO_5. Назван в честь американского профессора В. Силлимана (1779—1864). Известен также как *фибролит* благодаря волокнистому габитусу кристаллов.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pbnm*, $a_0 = 7{,}43$ Å, $b_0 = 7{,}58$ Å, $c_0 = 5{,}74$ Å, $Z = 4$. Наблюдается почти



Фиг. 262. Структура силлиманита.
Слева: в проекции на плоскость {001}; справа: Al-октаэдры и Si-тетраэдры и Al-тетраэдры, перемежающиеся в цепочках, параллельных оси *c*.

исключительно в виде волокнистых агрегатов или длиннопризматических кристаллов, что обусловлено цепочечным мотивом в структуре (фиг. 262). Структура силлиманита состоит из колонок, образованных алюмокислородными октаэдрами, и цепочек чередующихся между собой кремне- и алюмокис-

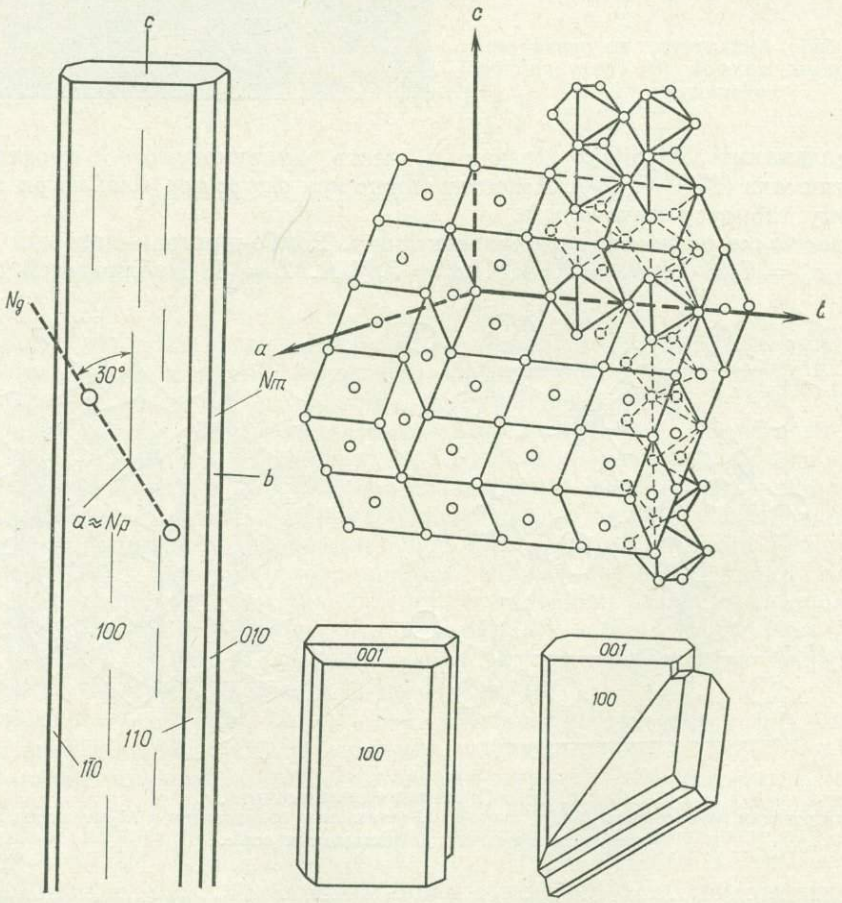
лородных тетраэдров. Главные линии на рентгенограмме: 3,32(10)—2,49(7)—2,16(8) — 1,677(7) — 1,579(7) — 1,498(8) — 1,429(7) — 1,323(7).

Физические свойства. Спайность по {010} совершенная. Тв. 7,5. Уд. в. 3,25. Бесцветный или сероватый до желтоватого. $n_p = 1{,}655 \div 1{,}661$, $n_m = 1{,}658 \div 1{,}670$, $n_g = 1{,}677 \div 1{,}684$, $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$, $(+)2V = 25 \div 30°$, дисперсия ($r > v$) сильная. Оптически положительный характер силлиманита отвечает его цепочечной структуре.

Нахождение. Силлиманит — минерал более высокотемпературной серии метаморфизма, чем андалузит (см. фиг. 259). Крупнейшие месторождения его известны в Индии: Хази-Хиллс и Пипра. Силлиманит часто встречается в сланцах и гнейсах. При температуре 1545° он превращается в муллит, который весьма похож на силлиманит по структуре и свойствам, но отличается более низкими показателями преломления ($n_p = 1{,}642$, $n_g = 1{,}654$) и удельным весом (3,15).

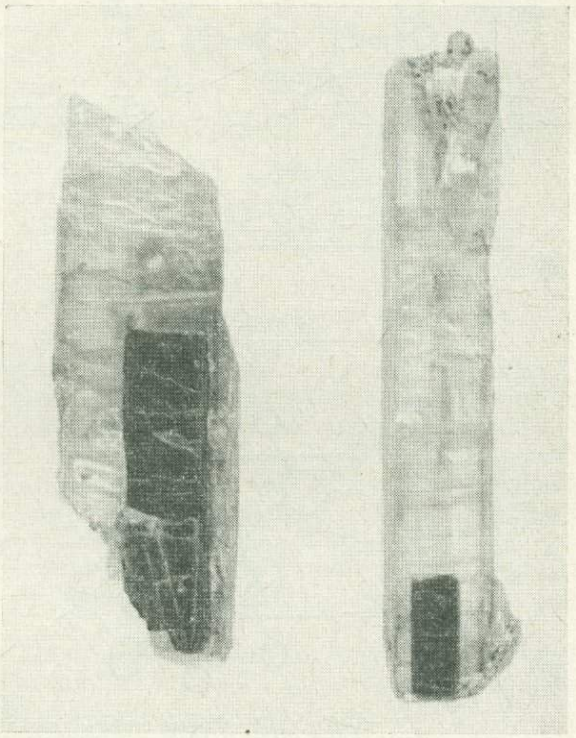
Кианит Al_2SiO_5. Название минерала происходит от греческого слова и связано с его синим цветом. Синоним *дистен* обозначает различие в твердости у минерала в двух направлениях. [По-гречески «ди»— двояко и «стенос» — сопротивляющийся.— *Перев.*]

Кристаллографическая характеристика. Пинакоидальный в. с. $P\bar{1}$, $a_0 = 7{,}09$ Å, $b_0 = 7{,}72$ Å, $c_0 = 5{,}56$ Å. $\alpha = 90°05'$, $\beta = 101°02'$, $\gamma =$



Фиг. 263. Структурная схема кианита, показывающая плотнейшую упаковку из атомов кислорода и расположение октаэдров AlO_6 в виде колонок. Кристаллы кианита с оптической ориентировкой и двойники кианита по {010} и перпендикулярно {$\bar{1}2\bar{1}$}.

$= 105°44'$, $Z = 4$. Атомы кислорода в структуре кианита образуют плотнейшую кубическую упаковку, а атомы алюминия находятся только в октаэдрической координации, располагаясь в виде колонок и слоев параллельно {100} (фиг. 263). Кристаллы кианита обычно вытянуты вдоль оси *c* и уплощены по {100}. Главные формы: *a* {100}, *b* {010}, *c* {001}, *i* {110} и *k* {1$\bar{1}$0}. {100} $\wedge$ {010} = 73°39′, {100} $\wedge$ {110} = 34°13′, {100} $\wedge$ {1$\bar{1}$0} = 48°30′, {001} $\wedge$ {010} = 86°36′. Часты двойники с двойниковой осью, перпендикулярной {100}, {1$\bar{2}$1} или параллельной {010}. Встречаются также комбинированные двойники (фиг. 264). Главные линии на рентгенограмме: 3,33(8)—3,14(8) — 2,37(8) — 1,95(10) — 1,76 (6)— 1,38(10).



Фиг. 264. Эпитаксическое срастание кристаллов кианита и ставролита (темное) из Альп.

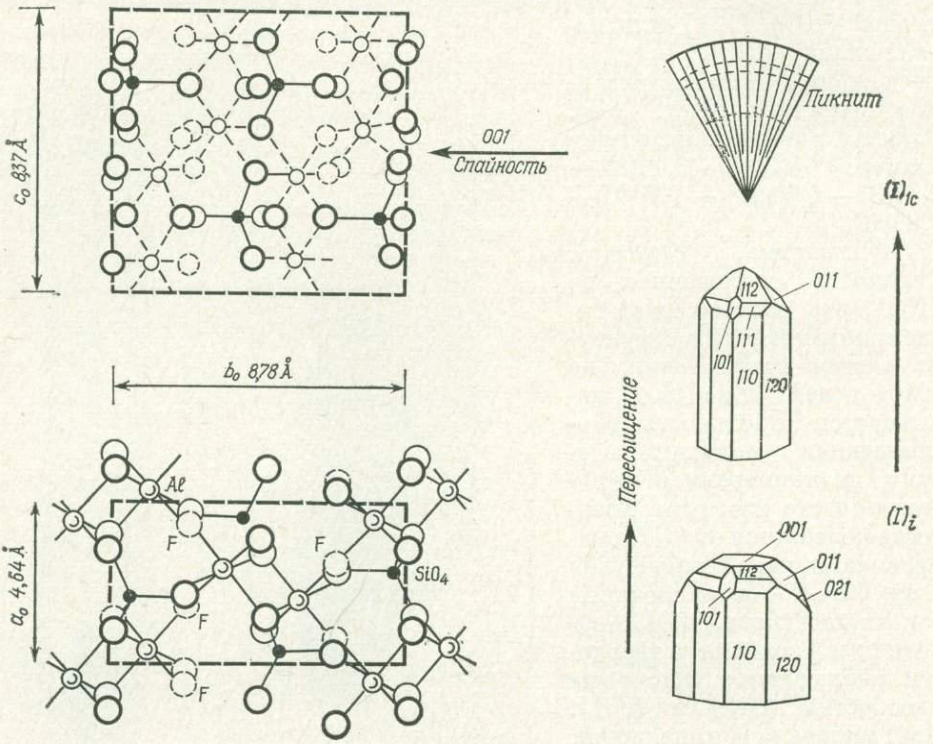
Физические свойства. Спайность совершенная по {100}, что соответствует более слабым связям в структуре в этом направлении, по {010} ясная, а по {001} наблюдается отдельность, обусловленная полисинтетическим двойникованием. Кристаллы часто изогнуты. Твердость колеблется от 4—5 в направлении, параллельном оси *c*, до 6,5—7 — параллельном оси *b* в плоскости {100}. Аналогичные различия в твердости наблюдаются также на плоскостях {010} и {001}. Цвет минерала обычно синий, иногда белый, серый, зеленоватый или даже черный за счет включений. В тонких пластинках, как правило, бесцветный или голубоватый. $n_p = 1{,}713$, $n_m = 1{,}722$, $n_g = 1{,}729$; $c \wedge Ng' = 27—32°$ (на 100), $c \wedge Ng' = 5—8°$ (на 010), $a \wedge Np' = 0—3°$ (на 001), Np почти перпендикулярна {100}, $(-)2V = 82°15'$.

Нахождение. Кианит — характерный минерал регионально метаморфизованных глинистых осадков (гнейсы и сланцы), где он встречается обычно в ассоциации с гранатом, ставролитом (см. фиг. 264), слюдой, кварцем и другими минералами. Он также установлен в пегматитовых и кварцевых жилах, где кристаллы его могут достигать 40 *см* в длину. Важнейшие месторождения кианита: вблизи Бернсвилла в Северной Каролине, в горах Чоколат, Калифорния, США; Лапса-Буру, Индия; Борисовское на Южном Урале, СССР; Прилеп в Македонии, Югославия, и Чепеларе, горы Родопы, Болгария.

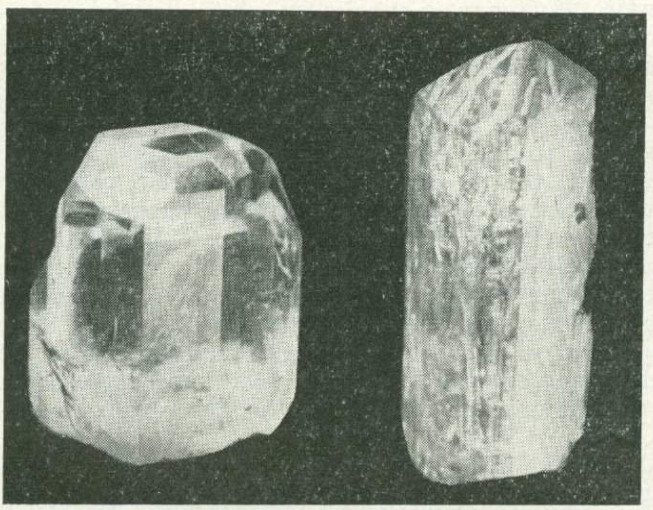
Все три модификации Al_2SiO_5 имеют важное значение как огнеупорное сырье.

Топаз $Al_2SiO_4(F, OH)_2$. Название минерала происходит, вероятно, от имени острова в Красном море или от санскритского слова, означающего огонь; это касается его качеств как драгоценного камня. Топаз содержит 56,54% Al_2O_3, 33,22% SiO_2 и 17,61% F(последний может замещаться гидроксильными группами).

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pbnm*, $a_0 = 4{,}64$ Å, $b_0 = 8{,}78$ Å, $c_0 = 8{,}37$ Å, $Z = 4$. Структура топаза состоит из изолированных кремнекислородных тетраэдров, связанных октаэдрическими алюминиевыми группами, в которых атомы алюминия окружены четырьмя кислородами и двумя атомами фтора (группы гидроксила). Топаз обычно встречается в виде короткопризматических кристаллов, богатых простыми формами (фиг. 265 и 266). Известно около 140 кристаллографи-



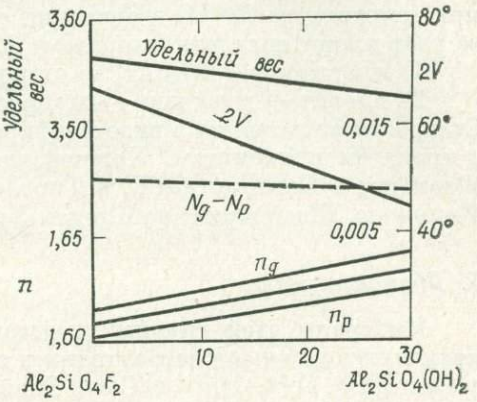
Ф и г. 265. Форма кристаллов и структура топаза.



Ф и г. 266. Кристаллы топаза из СССР (Мурзинка) и Бразилии (справа) ($\times 1^3/_5$).

ческих форм для топаза, из которых наиболее часты m {110}, l {120}, g {130}, c {001}, b {010}, a {100}, f {011}, y {021}, u {112} и d {101}. {110} $\wedge$ $\wedge$ {1$\bar{1}$0} = 55°43′, {120} $\wedge$ {010} = 43°24′, {130} $\wedge$ {010} = 32°14′, {011} $\wedge$ {001} = 43°39′. Грани кристаллов призматического пояса обычно имеют вертикальную штриховку. Главные линии на рентгенограмме: 3,20(9) — 2,96(10) — 2,07(9) — 1,65(9) — 1,403(10) — 1,384(10) — 1,343(9).

Физические свойства. Спайность по {001} ясная до совершенной. Тв. 8. Уд. в. 3,57—3,52 колеблется в зависимости от содержания в составе минерала фтора и гидроксильных групп, что сказывается также и на оптических свойствах (фиг. 267). Обычно бесцетный, желтоватый или голубоватый. $n_p = 1{,}612 \div 1{,}619$, $n_m = 1{,}616 \div 1{,}631$, $n_g = 1{,}622 \div 1{,}638$, $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$, $(+)2V = 48 \div 68°$.



Фиг. 267. Изменение свойств топаза.

Нахождение. Топаз встречается в пегматитовых и пневматолитовых жилах в ассоциации с касситеритом, турмалином и другими пневматолитовыми минералами, связанными с кислыми интрузиями (граниты). Крупнейшие месторождения драгоценного топаза известны на Урале, в восточной и северо-восточной Сибири, СССР; Минас-Жераис, Бразилия, и на Цейлоне. Знамениты месторождения топаза на Урале — Мурзинка и Алабашка, северо-восточнее Свердловска, и Санарка в южной части Урала. Кристаллы размером до 40 *см* были найдены на Украине на Волыни. Топаз химически устойчивый минерал и поэтому может накапливаться в россыпных месторождениях.

Ставролит $Al_4FeSi_2O_{10}(OH)_2$. Название получил от греческого слова [«ставрос»— крест.— *Перев.*], в связи с тем что часто встречается в виде крестообразных двойников (фиг. 268). Содержит 55,9% Al_2O_3, 15,8% FeO, 25,3% SiO_2 и 2,0% H_2O. Ставролит, богатый марганцем, называется *нордмаркитом*, а богатый кобальтом — *люсакитом* (CoO — до 8%). В качестве примесей также обнаружены Mg, Ca, Ti, Ni и Fe^{3+}.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Ccmm*, $a_0 = 7{,}83$ Å, $b_0 = 16{,}62$ Å, $c_0 = 5{,}65$ Å, $Z = 4$. Полагают, однако, что он моноклинный (псевдоромбический) или даже триклинный. Структура ставролита аналогична структуре кианита, что объясняет их закономерное параллельное срастание (см. фиг. 264). Она может быть представлена чередованием кианитовых слоев и слоев гидрата железа и выражена формулой $Fe(OH)_2 \cdot 2Al_2SiO_5$. Кристаллы ставролита, как правило, образуют несложные комбинации из простых форм: m {110}, b {010}, c {001} и s {101}. {110} $\wedge$ {1$\bar{1}$0} = 50°34′, {101} $\wedge$ {001} = 55°14′, {101} $\wedge$ {110} = 42°02′. Очень часты двойники по {032} и {232} (фиг. 268). При двойниковании кристаллы прорастают друг друга под прямым углом. Главные линии на рентгенограмме: 3,01(8)—2,38(10) — 1,974(9) — 1,539(3) — 1,516(5) — 1,396(10).

Физические свойства. Спайность ясная по {010}, отвечающая направлению слоев, которые состоят из гидратов железа. Тв. 7—7,5. Уд. в. 3,65—3,77. Цвет обычно темно-коричневый до коричневато-черного. В тонких пластинках желтый (люсакит синий до фиолетового), сильно плеохроичный: по Np (b) бесцветный или синий для люсакита, по Nm (a) бледно-желтоватый

или фиолетово-синий, по $Ng(c)$ желтый или фиолетовый. $n_p = 1{,}739 \div 1{,}747$, $n_m = 1{,}744 \div 1{,}754$, $n_g = 1{,}750 \div 1{,}762$, $(+)2V = 86 \div 89°$.

Нахождение. Ставролит — типичный минерал регионального метаморфизма, образующийся за счет алюминийсодержащих осадков при средних температурах и давлении. Самый низкий предел устойчивости ставролита при температуре 550° С и давлении около 5 *кбар*. Он может формироваться за счет хлоритоида или хлорита и Al_2SiO_5 или мусковита:

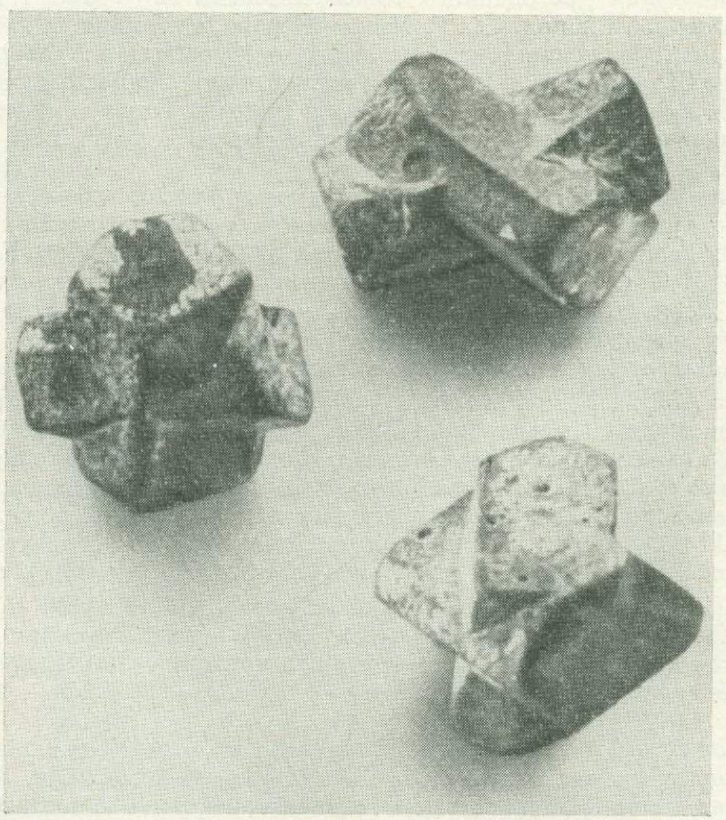
1) хлоритоид + Al_2SiO_5 → ставролит + кварц + H_2O;

2) хлорит + мусковит → ставролит + биотит + кварц + H_2O.

Ставролит встречается в виде порфиробластов в сланцах, часто в ассоциации с гранатом и кианитом. Хорошо известны его месторождения в Бретани, Франция; в Баварии, ФРГ; в Тироле вблизи Инсбрука, Австрия; в Монте-Кампионе, Швейцария; на Южном Урале, СССР и в других местах.

5. Группа оливина

Минералы этой группы представлены силикатами с изолированными кремнекислородными тетраэдрами в структуре. Основные катионы в их составе: Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+} и Ca^{2+}. Главные представители группы *форстерит* Mg_2SiO_4, *фаялит* Fe_2SiO_4 и *тефроит* Mn_2SiO_4 образуют изоморфный ряд, промежуточные члены которого хорошо известны как оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$, *кнебелит* $(Fe, Mn)_2SiO_4$ и *пикротефроит* $(Mn, Mg)_2SiO_4$. Кальцийсодержащие минералы группы *монтичеллит* $CaMgSiO_4$, *киртейнит* $CaFeSiO_4$ и *глаукохроит* $CaMnSiO_4$ составляют вторую подгруппу, поскольку крупные



Фиг. 268. Двойники ставролита (по Клеберу).

ионы кальция не образуют изоморфных серий с относительно малыми катионами, которые участвуют в составе минералов первой подгруппы, рассмотренной выше. Минералы обоих подгрупп кристаллизуются в ромбической сингонии.

Оливин (Mg, Fe)$_2$SiO$_4$. Название связано с его оливково-зеленым цветом. Синонимы: *перидот*; *хризолит* (драгоценный камень). Состав: 57,11% MgO, 42,89% SiO_2 (форстерит); 70,57% FeO, 29,43% SiO_2 (фаялит); 70,25% MnO и 29,75% SiO_2 (тефроит). Содержание MgO в оливинах колеблется между 40 и 50%, FeO от 5 до 20% и SiO_2 от 36 до 43%, присутствуют также примеси Al, Ca, Mn, Ni, Zn и других элементов. Кнебелит с содержанием около 10% ZnO называется *реппернитом*. Разновидности оливина: *таласкит*, содержащий до 12% Fe_2O_3; *титаноливин*, богатый титаном, и *гортонолит*, богатый железом.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pbnm*, параметры решеток следующие:

	c_0, Å	a_0, Å	b_0, Å
Mg_2SiO_4	6,00	4,78	10,28
Fe_2SiO_4	6,17	4,81	10,61
Mn_2SiO_4	6,23	4,87	10,64
$CaMgSiO_4$	6,38	4,83	11,10
$CaFeSiO_4$	6,42	4,86	11,13
$CaMnSiO_4$	6,50	4,92	11,14

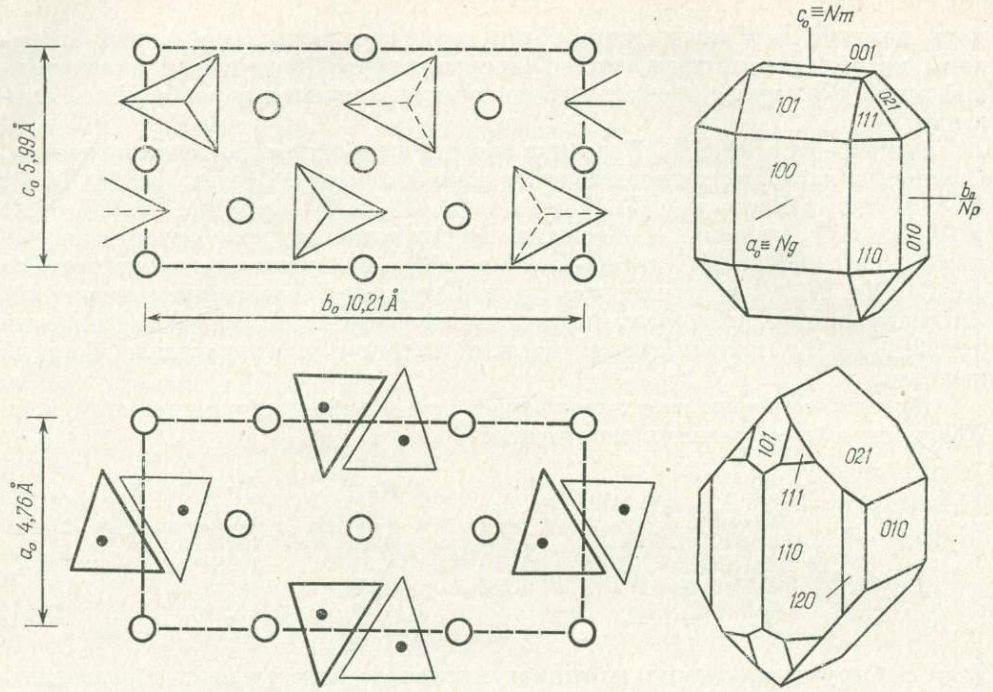
Z = 4. Структура состоит из атомов кислорода, образующих гексагональную плотнейшую упаковку; атомы кремния заполняют тетраэдрические, а двухвалентные катионы — октаэдрические места (фиг. 269). Габитус кристаллов оливина толстоплитчатый. Главные формы: *a* {100}, *b* {010}, *c* {001}, *m* {110}, *s* {120}, *r* {130}, *d* {101}, *h* {011}, *k* {021}, *e* {111} и *f* {121}. {110} $\wedge$ {1$\bar{1}$0} = 49°57′; {100} $\wedge$ {101} = 38°27′, {110} $\wedge$ $\wedge$ {111} = 35°45′. Двойники прорастания по {011} напоминают двойники хризоберилла, который изоструктурен с оливином.

Главные линии на рентгенограммах:

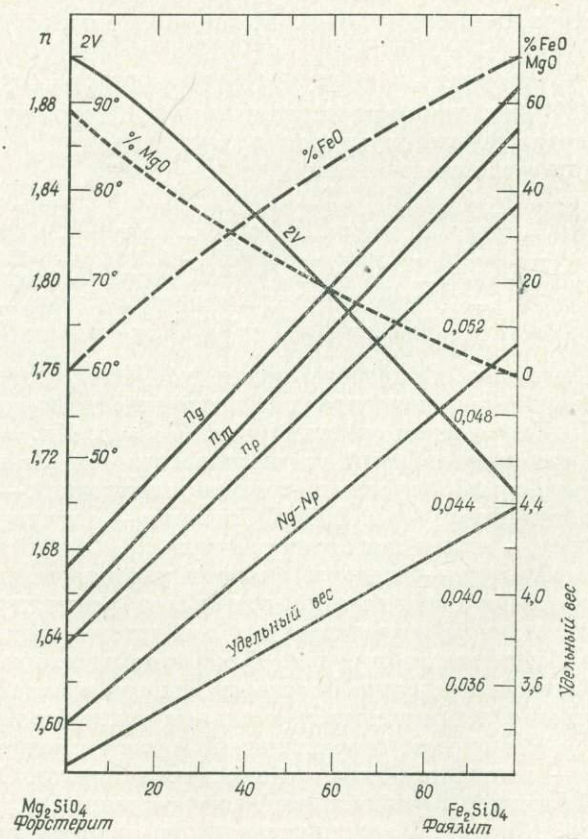
Форстерит 3,875(7) — 2,441(10) — 2,250(9) — 1,741(10) — 1,475(9) — 1,347(9)
Оливин 2,49(10) — 2,41(8) — 2,24(7) — 1,734(8) — 1,498(7) — 1,468(7)
Фаялит 3,71(3) — 2,85(10) — 2,03(2) — 1,755(7) — 1,508(2) — 1,383(2)
Тефроит 2,86(8) — 2,55(8) — 1,81(10) — 1,54(6) — 1,077(8) — 1,063(8)
Монтичеллит 2,86(7) — 2,65(10) — 2,39(5) — 1,811(9) — 1,590(9) — 1,386(6)
Кирштейнит 3,66(7) — 2,95(10) — 2,68(9) — 2,60(8) — 2,41(4) — 1,83(6)

Физические свойства. Спайность ясная по {010}, неясная по {100}. Тв. 6,5—7. Удельный вес и показатели преломления изменяются, как это видно на фиг. 270. Оптическая ориентировка: *Np* = *b*, *Nm* = *c*, *Ng* = *a* (см. фиг. 269). Цвет оливково-зеленый до желтоватого или белый (форстерит), тефроит — пепельно-серый [tephros по-гречески пепельный.— *Перев.*], в тонких пластинках бесцветный (фиг. 271). Форстерит — оптически положительный, все остальные — оптически отрицательные.

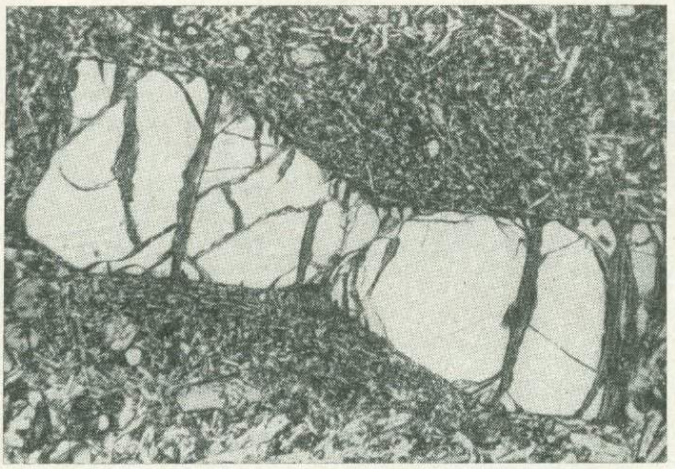
Нахождение. Оливин — главный минерал ультраосновных и основных изверженных пород. Он почти целиком составляет дуниты и основную часть перидотитов. Оливин часто встречается в обособленных скоплениях («оливиновые глаза») в базальтовых породах. В метаморфизованных доломитовых образованиях обычно встречается форстерит, иногда в парагенезисе с периклазом и диопсидом. Оливин в гидротермальных условиях или при выветривании изменяется в минералы серпентиновой группы (хризотил и др.). Тефроит и кнебелит — контактово-метаморфические минералы. Они установлены в типичном парагенезисе в уникальных месторождениях Франклин-Фернас, США, и Лонгбан, Швеция. Кальцийсодержащие оливины встречаются преимущественно как продукты контактово-метаморфического процесса.



Ф и г. 269. Структурная схема и кристаллы оливина.



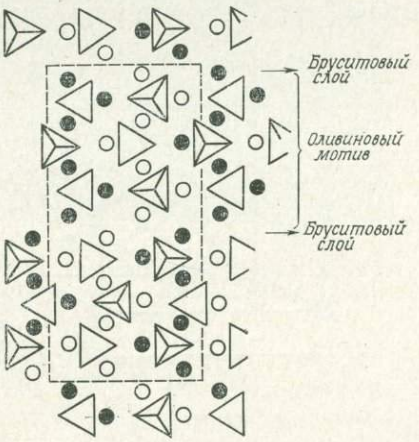
Ф и г. 270. Изменение свойств оливинов.



Фиг. 271. Оливин в базальте с начинающимся превращением в серпентин.

6. *Группа гумита*

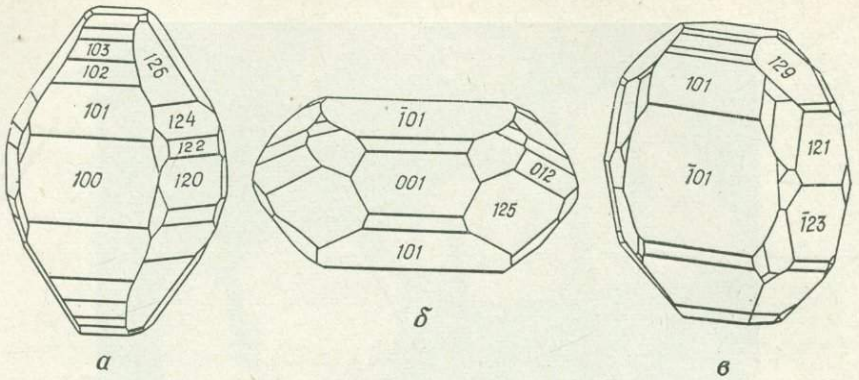
Группа объединяет ромбические, изоструктурные с оливином ($Pmcn$), минералы *норбергит* $Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$ и *гумит* $3Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$ и моноклинные ($P2_1/c$) — *хондродит* $2Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$ и *клиногумит* $4Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$. Структура этих минералов по существу та же, что и для оливина, но с присутствием групп $Mg(F,OH)_2$, как это видно на фиг. 272. Кристаллы богаты кристаллографическими формами (фиг. 273), их облик в основном сходен с минералами оливиновой группы. Главные линии на рентгенограмме для норбергита: 3,08(8)—2,66(7) — 2,26(8) — 1,744(10) —1,492(8) — 1,346(6).



Фиг. 272. Структурная схема гумита.

Физические свойства. Спайность неясная по {001}. Тв. 6—6,5. Уд. в. от 3,15 (норбергит) до 3,30 (клиногумит). Цвет белый, желтоватый или коричневый. В тонких пластинках обычно бесцветный. $n_p = 1{,}563$ (норбергит) $\div$ 1,632 (клиногумит), $n_m = 1{,}567$ (норбергит) $\div$ 1,644 (клиногумит), $n_g = 1{,}590$ (норбергит) $\div$ 1,664 (клиногумит). Все минералы оптически положительные, подобно форстериту, с 2V $\sim 50°$ у норбергита и около 70° для других представителей. $a \wedge Np = 22 \div 30°$ ($Ng = b$) для хондродита, $a \wedge Np = 7 \div 20°$ ($Ng = b$) для клиногумита и доходит до 0° у гумита.

Нахождение. Минералы группы гумита образуются при контактово-метаморфических процессах, главным образом в карбонатных породах. Они обычно встречаются в ассоциации с гранатами, идократом [идократ — синоним везувиана.— *Перев.*], диопсидом, шпинелью, кальцитом и другими минералами. Месторождения их хорошо известны на Везувии и в Тилли-Фостер, штат Нью-Йорк, США. Ромбические представители группы очень сходны с форстеритом, за счет которого они могут образоваться при фтор-метасоматозе.



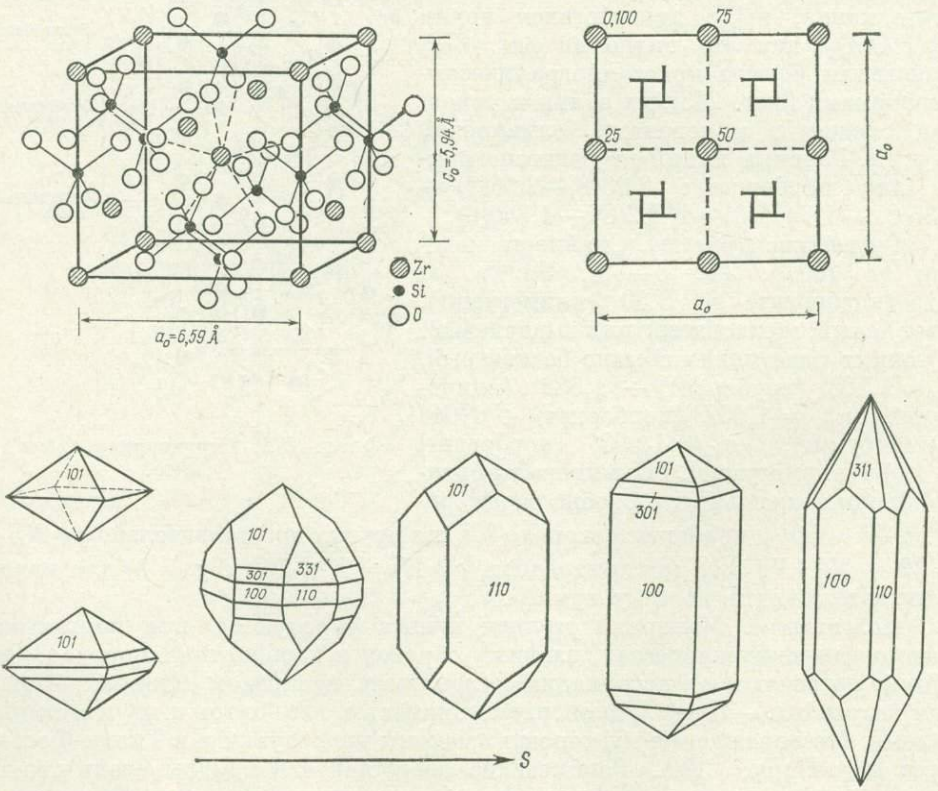
Ф и г. 273. Форма кристаллов гумита (*а*), хондродита (*б*) и клиногумита (*в*).

б. Ti-Nb-Zr-ассоциация

1. Группа циркона

К этой группе относятся следующие минералы: *циркон* $ZrSiO_4$, *торит* $ThSiO_4$, *ураноторит* $(Th, U)SiO_4$, *торогуммит* $(Th, U)(Si, H_4)O_4$ и *хаттонит* $ThSiO_4$. Хаттонит — моноклинный ($P2_1/n$), изоструктурен с монацитом $CePO_4$ и диморфен с торитом, который относится к дитетрагонально-дипирамидальному в. с. ($I4_1/amd$) подобно всем другим минералам группы. *Эканит* $ThCa_2Si_8O_{20}$ также тетрагональный с $a_0 = 14{,}75$ Å, $c_0 = 12{,}56$ Å.

Циркон $ZrSiO_4$. Название произошло от персидских слов, означающих золотой цвет. Разности циркона: *гиацинт* — краснокоричневый и *жаргон* —



Ф и г. 274. Структура (вверху) и формы кристаллов циркона.
S — направление развития габитуса кристаллов с увеличением скорости кристаллизации.

желтоватый, почти бесцветный (драгоценные камни). *Малакон* — метамиктный циркон. Теоретический состав: 67,01% ZrO_2 и 32,99% SiO_2, но природные цирконы постоянно содержат примеси Th, редких земель (особенно Y), Ca, Mn, Mg, Sn, U, Hf и др. Содержание ThO_2 может достигать 15%, UO_2 — 5%, HfO_2 — 24%. *Циртолит* — это частично измененный циркон.

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $I4_1/amd$, $a_0 = 6{,}59$ Å, $c_0 = 5{,}94$ Å, $Z = 4$. В структуре циркона кремнекислородные тетраэдры размещены изолированно друг от друга и связаны между собой атомами циркона, окруженными восемью кислородами (фиг. 274). Кристаллы циркона почти всегда без базального пинакоида, часто встречающиеся формы: *m* {110}, *a* {100}, *s* {112}, *e* {101}, *x* {211} и *u* {331}. {112} ∧ {110} = 57°22′, {112} ∧ {112} = 44°50′, {112} ∧ ∧ {100} = 47°50′, {111} ∧ {1$\bar{1}$1} = = 56°40′. Двойники известны по {101}, редко по {111} и {221}. Главные линии на рентгенограммах: 4,41(7) — 3,29(10) — 2,515(8) — 1,710(9) — 1,644(6) (циркон); 2,855(3) — 2,583(4) — 1,882(2) — 1,665(3)—1,579(2) (торит); 3,23(5)— 1,986(3) — 1,686(4) — 1,487(3) — 1,285(3) — 1,128(3) (ураноторит); 4,71(5)— 4,23(6) — 3,53(4) — 3,29(6)— 3,09(8) — 2,89(7) (хаттонит); 7,31(9)— 5,21(9) — 3,35(10) — 2,63(9) — 2,16(7)— 1,82(7) (эканит).

Фиг. 275. Плеохроичные ореолы вокруг кристаллов циркона, заключенного в амфиболе.

Физические свойства. Спайность неясная по {110}. Тв. 7,5, более низкая для гидратированных цирконов. Уд. в. 4,7—3,9 (3,9 для малакона). Цвет желтый, коричневый или серый до бесцветного. В тонких пластинках бесцветный с очень сильным двупреломлением и высокими показателями преломления: n_o равно 1,94 (у свежих разностей), 1,90 (у частично измененных), 1,76 (для метамиктных), n_l равно 2,00—1,94 — 1,86 (соответственно). Оптически положительный, иногда аномально двуосный с (+)2V = 10°, т. пл. ~3000°.

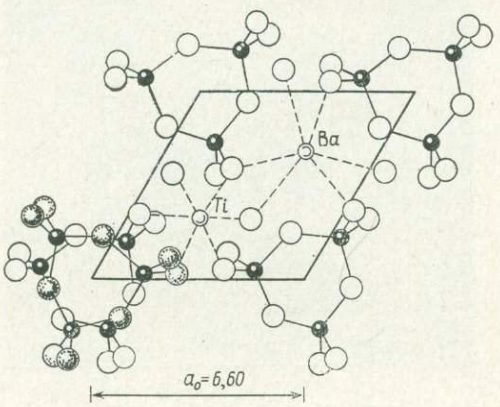
Нахождение. Циркон распространен как акцессорный минерал в кислых изверженных породах типа гранитов и сиенитов, где он является продуктом ранней кристаллизации и поэтому в виде включений может находиться во всех других минералах породы. Так как он почти всегда содержит торий или уран, вокруг его кристаллов часто наблюдаются плеохроичные ореолы (фиг. 275). В некоторых щелочных (нефелиновых) сиенитах он составляет основную часть породы. Относительно крупные кристаллы циркона обнаруживаются в пегматитах. В силу большой химической устойчивости циркон концентрируется в речных и морских песках. Крупные месторождения циркона известны в районе Миасса в Ильменских горах, СССР, где он находится в сиенитовых пегматитах; в Гитерё, Норвегия; на Мадагаскаре и в других местах.

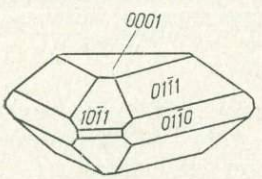
2. *Группа катаплеита — эвдиалита*

В этой группе объединены силикаты циркония и титана, обладающие кольцевыми структурами с тройными или шестерными кольцами из кремнекислородных тетраэдров и крупными дополнительными катионами (K, Ba, Ca, Na). Представители группы следующие:

		Симметрия	Уд. в.	n_O (n_g)
Бенитоит	$BaTiSi_3O_9$	$P\bar{6}c2$	3,65	1,804
Пэбстит	$BaSnSi_3O_9$	$P\bar{6}c2$	4,03	1,710
Вадеит	$K_2ZrSi_3O_9$	$P6_3/m$	3,10	1,655
Катаплеит	$Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 2H_2O$	$P6_3/mmc$	2,75	1,627
Стокезит	$CaSnSi_3O_9 \cdot 2H_2O$	$Pnna$	3,2	1,612
Дэлиит	$K_2ZrSi_6O_{15}$	$P\bar{1}$	2,84	1,590
Эльпидит	$Na_2ZrSi_6O_{15}$	mmm	2,58	1,565
Ловозерит	$Na_2ZrSi_6O_{15} \cdot 3H_2O$	$C2$	2,38	1,561
Эвдиалит	$Na_6ZrSi_6O_{18}Cl$	$R\bar{3}m$	2,80	1,597
Келдышит	$(Na, H)_2ZrSi_2O_7$	?	3,30	1,690

Эвколит — разновидность эвдиалита, богатая кальцием. *Барсановит* по составу аналогичен эвдиалиту, но обладает моноклинной симметрией; уд. в. 3,07, $n_m = 1{,}630$.





Ф и г. 276. Структура и кристаллографическая форма бенитоита.

Структура бенитоита (фиг. 276) характеризуется кольцами, состоящими из трех кремнекислородных тетраэдров, расположенных под углами и в середине вертикальных ребер элементарной ячейки. Между собой они связаны атомами бария и титана. Структурой объясняется симметрия этого минерала. Бенитоит установлен в виде синих и зеленовато-синих таблитчатых кристаллов в районе Сан-Бенито в Калифорнии. Структура вадеита аналогична структуре бенитоита. Эльпидит характеризуется лентоподобным расположением кремнекислородных тетраэдров, сходным со сдвоенными волластонитовыми цепочками типа $[Si_6O_{15}]$, которые в структуре ловозерита представлены в виде несколько искаженных гексагональных колец бериллового типа. Структура дэлиита определяется слоями, составленными четырех-, шести- и восьмичленными кольцами из кремнекислородных тетраэдров, соединенных друг с другом октаэдрами ZrO_6 и полиэдрами KO_8. В основе структуры стокезита лежат спиралевидные цепочки из кремнекислородных тетраэдров, вытянутые вдоль оси *b*. Главные линии на рентгенограммах:

Пэбстит 3,762(10) — 2,775(9) — 5,829(3) — 1,987(3) — 3,363(2)
Дэлиит 5,90(8) — 4,31(8) — 4,20(10) — 3,58(10) — 3,08(10) — 2,62(10)
Катаплеит 3,96(8) — 3,06(8) — 2,98(9) — 2,43(8) — 1,976(10) — 1,752(9)
Эльпидит 3,26(10) — 3,12(7) — 1,945(7) — 1,759(7) — 1,590(7) — 1,352(7)
Ловозерит 5,22(3) — 4,36(5) — 3,90(10) — 3,60(2) — 3,46(2) — 2,54(2)
Эвдиалит 4,21(5) — 3,96(2) — 3,63(2) — 3,11(5) — 2,91(2) — 2,63(2)
Келдышит 4,11(7) — 3,97(10) — 1,542(7) — 1,097(6) — 1,013(6)

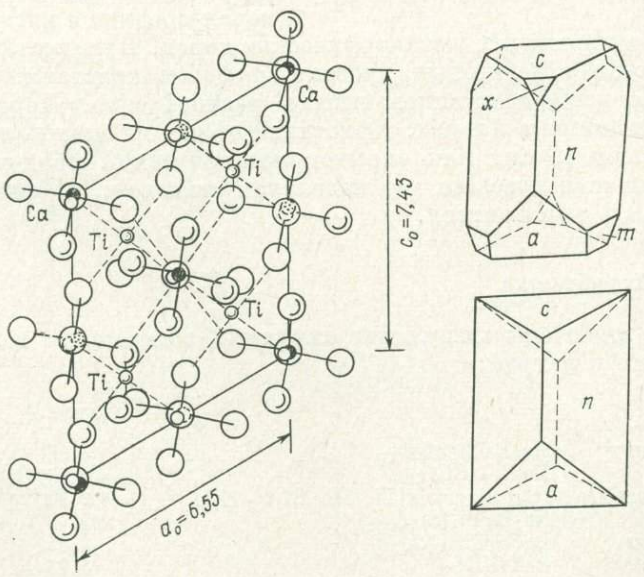
Все минералы группы характеризуются высоким двупреломлением (0,01 — 0,04), за исключением эвдиалита, у которого оно довольно низкое (0,001). Тв. от 5 (эвдиалит, ловозерит) до 7 (эльпидит, дэлиит). Цвет минералов преимущественно коричневый до белого.

Нахождение. Минералы этой группы встречаются главным образом в пегматитах или в изверженных породах типа нефелиновых сиенитов, в ассоциации с другими силикатами титана и циркония.

3. Группа сфена

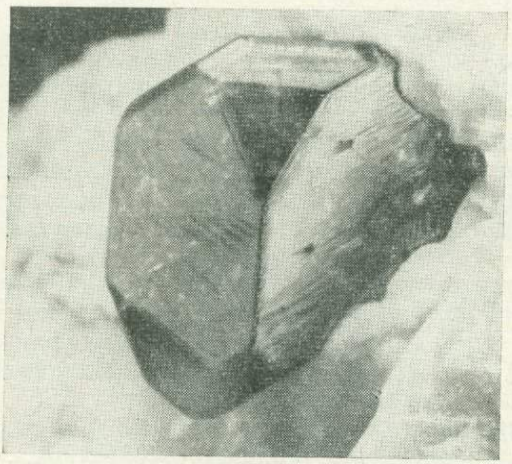
Представители этой группы исключительно титансодержащие силикаты кальция и натрия. Ca или Ti могут замещаться элементами редких земель и ниобием. В группу, кроме основного минерала *сфена* $CaTi[SiO_4]O$, входят *ферсманит* $(Ca, Na)_2 (Ti, Nb)[SiO_4](OH; F)$, *ненадкевичит* $(Na, K, Ca)(Nb, Ti)[Si_2O_7]\cdot 2H_2O$, *щербаковит* $Na(K, Ba)_2(Ti, Nb)_2[Si_2O_7]_2$, *рамзаит* $Na_2Ti_2[SiO_4]_2O$, *мурманит* $Na_2MnTi_3[SiO_4]_4\cdot 8H_2O$, *ломоносовит* $Na_2MnTi_3[SiO_4]\cdot 2Na_3PO_4$ и *карнасуртит* $(Ce, La)(Ti, Nb)(Al, Fe)[(Si, P)_2O_7](OH)_4\cdot 3H_2O$. Последний минерал встречается в виде мельчайших гексагональных пластинок, медово-желтого цвета,очень мягкий (тв. 2), $n_o = 1{,}617$, $n_e = 1{,}595$. Мурманит и ломоносовит образуют непрерывный изоморфный ряд и характеризуются триклинной сингонией. Ферсманит — моноклинный, а рамзаит — ромбический. Эти минералы имеют высокие показатели преломления, уд. в. 3—3,5, тв. 5—5,5. *Ненадкевичит* — ромбический, уд. в. 2,84 — 2,88, тв. 5, $n_p = 1{,}659$, $n_g = 1{,}758$, $(+)2V = 46°$. Главные линии на рентгенограмме: 3,20(10) — 3,10(10) — 2,58(7) — 2,49(8) — 1,427(10) — 1,289(9). *Щербаковит* также ромбический; уд. в. 2,97, тв. 6,5, $n_p = 1{,}707$, $n_g = 1{,}776$. Главные линии на рентгенограмме: 2,90(10) — 2,64(7) — 1,688(7) — 1,576(6) — 1,081(10). Малайит $CaSn[SiO_4]O$ — оловосодержащий аналог сфена, уд. в. 4,57, тв. 6, $n_p = 1{,}765$, $n_g = 1{,}799$, $(-)2V = 85°$. Главные линии на рентгенограмме: 3,28 (оч. оч. сильн.) — 5,03 (оч. сильн.) — 2,66 (оч. сильн.) — 3,06 (сильн.) — 2,63 (сильн.).

Сфен $CaTiSiO_5$. Название связано с формой его кристаллов [sphenos по-гречески — клин.— *Перев*]. Содержит 28,50% CaO, 40,78% TiO_2 и 30,72% SiO_2; кроме того, могут быть примеси редких земель (в *иттротитаните*, синоним: *кейльгауит*), Fe, Al, Mn, Mg, Zr, Nb и других элементов. Атом кислорода может замещаться группой OH или F. Синоним сфена — *титанит*.



Фиг. 277. Структура и форма кристаллов сфена.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/c$, $a_0 = 6{,}56$ Å, $b_0 = 8{,}72$ Å, $c_0 = 7{,}44$ Å, $\beta = 119°43'$, $Z = 4$. Структура минерала определяется изолированными группами $[SiO_4]$, связанными друг с другом атомами титана, находящегося в октаэдрической координации, и атомами кальция, окруженными семью атомами кислорода (фиг. 277). Часто встречающиеся формы кристаллов сфена следующие: a {100}, n {111}, c {001}, m {110}, x {102}, l {$\bar{1}12$} и s {021}. {001} $\wedge$ {111} = = 38°16′, {100} $\wedge$ {102} = 39°17′, {111} $\wedge$ {$1\bar{1}1$} = 43°49′, {110} $\wedge$ $\wedge$ {$1\bar{1}0$} = 66°29′, {001} $\wedge$ {102} = 21° (фиг. 277 и 278). Двойники срастания или прорастания часты по {100}, редки по {001} и {221}, в последнем случае двойникование обусловливает отдельность. Главные линии на рентгенограмме: 3,21(9) — 2,97(7) — 2,59(10) — 1,647(8) — 1,498(8) — 1,135(7) — 1,110(7).



Фиг. 278. Сфен с горы Витоша (по Кирову).

Физические свойства. Спайность ясная по {110}. Тв. 5—5,5. Уд. в. 3,4—3,56. Цвет желтый, коричневый, серый, зеленый. Блеск смолистый. $n_g = 2{,}09$, $n_p = 1{,}95$, $n_m = 1{,}97$, $Nm = b$, $c \wedge Ng \sim 50°$, соответствуя направлению цепочек из Ti-октаэдров, $(+)\,2V = 20 \div 40°$, наибольший для алюминийсодержащих сфенов.

Нахождение. Сфен очень часто встречается как акцессорный минерал средних и кислых изверженных пород и аналогичных метаморфических пород. В магматических условиях образуются относительно простые по форме кристаллы сфена, в пегматитах форма его кристаллов весьма разнообразна. Хорошо известны месторождения сфена в Альпах. Кристаллы сфена, найденные в Ильменских горах, достигают 15 *см*. Как скрытокристаллический продукт изменения ильменита, минерал известен под названием *лейкоксен*, но иногда это вещество может быть перовскитом.

4. *Группа лейкосфенита*

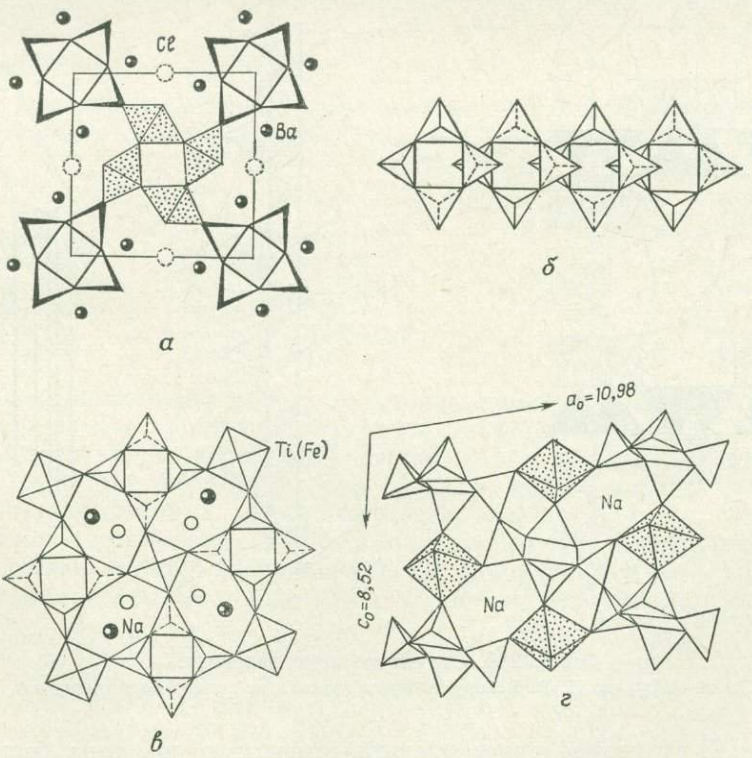
В группу включены следующие силикаты, содержащие в виде главных катионов барий и натрий:

		Уд. в.	n_m (n_0)
Лейкосфенит	$Na_4BaTi_2Si_9O_{27}$	3,05	1,661
Йокинит	$NaBaTiSi_4O_{15}$	3,89	1,767
Лабунцовит	$(Ba, K, Na)\,(Ti, Nb)\,Si_2O_7 \cdot H_2O$	2,90	1,702
Батисит	$Na_2BaTi_2(Si_2O_7)_2$	3,43	1,732
Бафертисит	$BaFe_2TiSi_2O_9$	4,25	1,826
Фресноит	$BaTiSi_2O_8$	4,23	1,775
Мьюирит	$Ba_5CaTiSi_5O_{15}(OH)_6$	3,86	1,697
Траскит	$Ba_5FeTiSi_6O_{18}(OH)_4$	3,71	1,714
Тяньшанит	$Na_2BaMnTiB_2Si_6O_{20}$	3,29	1,666
Баотит	$Ba(Ti, Nb)_8[Si_4O_{12}]O_{16}Cl$	4,42	1,94
Нептунит	$Na_2TiFe[Si_4O_{12}]$	3,23	1,700
Нарсарсукит	$Na_2(Ti, Fe)[Si_4O_{10}](O, OH)$	2,75	1,630
Власовит	$Na_2ZrSi_4O_{11}$	2,97	1,623

Минералы первой подгруппы ромбической сингонии, кроме лейкосфенита, который характеризуется моноклинной сингонией; фресноит и мьюирит имеют тетрагональную симметрию, а траскит и тяньшанит — гексагональную. Нептунит (из второй подгруппы) — моноклинный, баотит и нарсарсукит — тетрагональные ($I4_1/a$ или $I4/m$). Все минералы группы, за исключением лейкосфенита, который имеет белый цвет, окрашены в коричневый или красный цвет. Тв. 5—6, очень сильное двупреломление ($Ng - Np$ 0,4 — 0,12).

Баотит в структурном отношении является типичным примером силикатов с четверными кольцами из кремнекислородных тетраэдров $[Si_4O_{12}]$. Нарсарсукит имеет в структуре аналогичные кольца, но не изолированные, как у баотита, а связанные друг с другом в форме своеобразных трубок, вытянутых вдоль четверной оси (фиг. 279, *а* и *в*). Структура бафертисита состоит из октаэдров TiO_6, связанных с кремневыми группами $[Si_2O_7]$, образует сетку и может быть рассмотрена как пример титаносиликата. У власовита структура построена из четверных колец кремнекислородных тетраэдров, сочлененных ступенеобразно в ленты состава Si_4O_{11} (фиг. 279, *б* и *г*). Главные линии на рентгенограммах:

Лабунцовит 3,15(10) — 3,09(8) — 2,56(9) — 1,677(8) — 1,543(9) — 1,413(9)
Батисит 4,01—3,02—2,615—1,947—1,482
Бафертисит 2,65(10) — 2,52(3) — 2,23(3) — 2,11(4) — 2,03(3) — 1,74(4)
Нарсарсукит 5,365(10) — 3,976(5) — 3,394(8) — 3,260(8) — 2,579(6) — 2,524(6)
Фресноит 3,31(5) — 3,08(10) — 2,15(3) — 2,065(3)
Мьюирит 4,42(8) — 3,73(6) — 3,60(6) — 3,51(6) — 2,91(10)
Траскит 15,4(5) — 3,51(4) — 3,08(4) — 2,96(10)
Нептунит 9,6(6) — 3,52(5) — 3,19(10) — 2,94(3) — 2,84(3) — 2,48(3)



Фиг. 279. Структура баотита (*а*) и нарсарсукита (*в*); (*б*, *г*) — ступенеобразная лента состава Si_4O_{11} и структура власовита; отмечены точками Zr-октаэдры (по Ю. А. Пятенко и А. А. Воронкову).

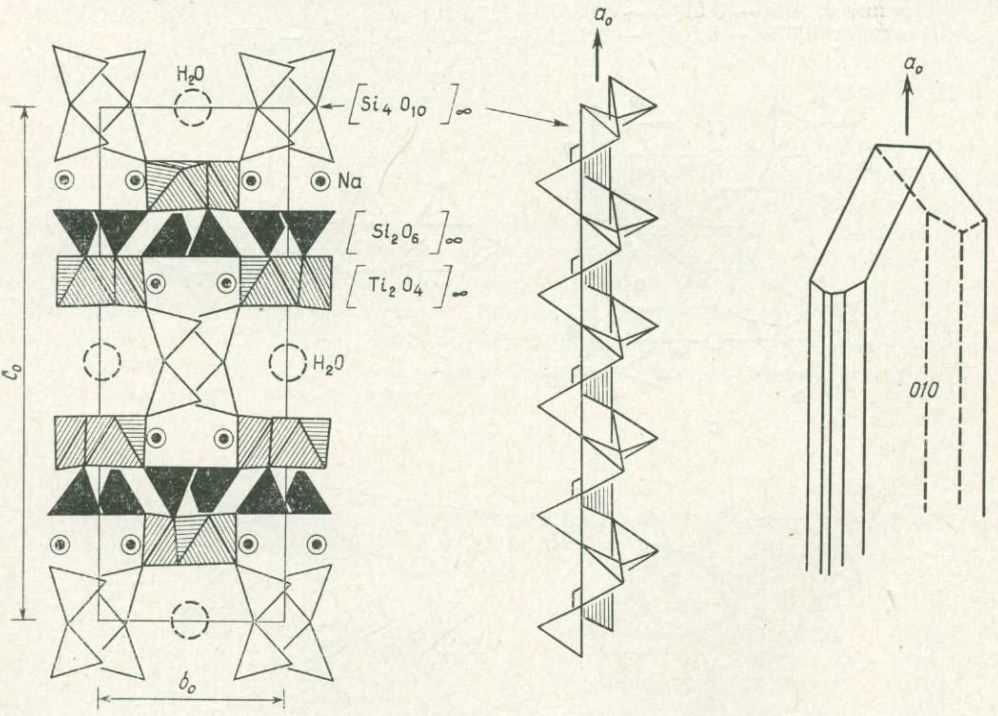
По происхождению минералы этой группы, главным образом магматические и пегматитовые, связанные преимущественно с щелочными породами. Они известны на Кольском полуострове.

5. Группа ринкита — астрофиллита

Минералы группы следующие:

		Уд. в.	n_m
Ринкит	$Na(Ca, Ce)_2Ti(SiO_4)_2F$	3,46	1,668
Эпистолит	$(Na, Ca)(Nb, Ti)SiO_4(OH, F)$	2,9	1,650
Мозандрит	$(Ca, La, Na)_3Ti(SiO_4)_2F$	3,03	1,649
Лампрофиллит	$Na_3Sr_2Ti_3(SiO_4)_4(OH, F)_2$	3,46	1,754
Гётценит	$(Ca, Na, Al)_7(Si, Ti)_5O_{15}F_{3,5}$	3,14	1,662
Астрофиллит	$K_2Fe_4Ti[Si_2O_7]_2(OH, F)_2$	3,35	1,703
Куплетскит	$K_2Mn_4Ti[Si_2O_7]_2(OH, F)_2$	3,20	1,699
Энигматит	$(Na, Ca)(Fe, Ti)_5Si_4O_{14}$	3,8	1,82
Чинглусуит	$Na_2Mn_2Ti_2Si_6O_{19}\cdot 13H_2O$	2,51	1,582
Виноградовит	$Na_4Ti_4[Si_2O_6]_2[Si_4O_{10}]O_4\cdot nH_2O$	2,88	1,770
Тинаксит	$NaK_2Ca_2TiSi_7O_{19}(OH)$	2,82	1,621

Все минералы этой группы моноклинные, за исключением гётценита, тинаксита и энигматита, которые имеют триклинную симметрию. Они обладают совершенной спайностью в одном направлении параллельно плоскости



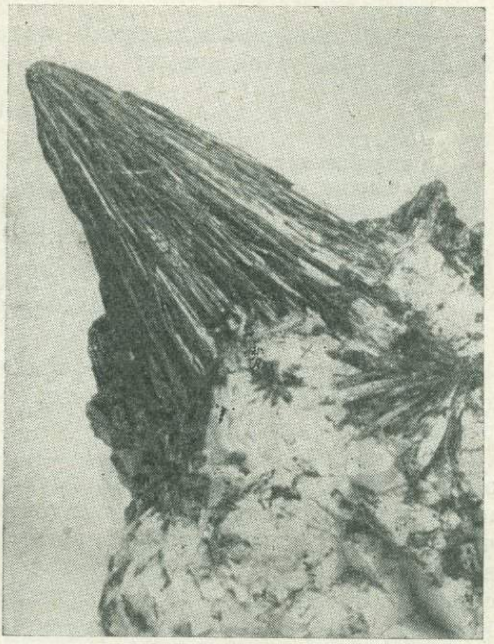
Ф и г. 280. Структура виноградовита.
Ленты Si_4O_{10} (по Н. В. Белову) и форма кристаллов виноградовита (справа).

пинакоида. В структуре виноградовита отмечается два типа бесконечных цепочек: пироксеновая $[Si_2O_6]\infty$ и виноградовитовая $[Si_4O_{10}]\infty$. Оба типа цепочек соединены друг с другом колонками из октаэдров Ti и атомами натрия; молекулы воды занимают крупные полости в структуре (фиг. 280).

Виноградовит белого цвета, все другие минералы имеют желто-коричневую, коричневую до черной окраску, астрофиллит с бронзовым отливом (фиг. 281). Главные линии на рентгенограммах:

Ринкит 3,58(3) — 3,07(10) — 2,945(4) — 2,798(4) — 2,702(7) — 1,853(3)
Гётценит 3,10(10) — 2,586(10) — 2,648(4) — 2,511(3) — 1,911(5) — 1,690(3)
Мозандрит 3,56(2) — 3,05(10) — 2,93(2) — 2,687(2) — 2,010(2) — 1,849(1)
Астрофиллит 3,49(10) — 2,63(10) — 2,59(3) — 2,10(4) — 1,757(4) — 1,729(3)
Куплетскит 3,505(8) — 2,642(8) — 2,573(4) — 2,099(3) — 1,732(3) — 1,553(1)
Виноградовит 3,21(10) — 3,07(10) — 1,614(8) — 1,558(7) — 1,494(7) — 1,434(7)
Тинаксит 3,25(8) — 3,09(5) — 3,03(10) — 2,952(5) — 2,865(5) — 2,331(6)

Минералы этой группы встречаются в пегматитовых жилах нефелиновых сиенитов. Они известны на Кольском полуострове.



Фиг. 281. Астрофиллит с Кольского полуострова ($^4/_5$ натуральной величины).

6. Группа вёлерита

Минералы группы вёлерита тесно ассоциируют с минералами двух предыдущих групп и представлены следующими цирконийсодержащими силикатами:

		Уд. в.	n_m
Сейдозерит	$Na_4Zr_2TiMn(Si_2O_8)_2F$	3,47	1,777
Ловенит	$NaCaMnZrSi_2O_8F$	3,42	1,737
Розенбушит	$NaCa_2(Zr, Ti)Si_2O_8F$	3,31	1,691
Хиортдалит	$NaCa_2ZrSi_2O_8F$	3,27	1,658
Вёлерит	$NaCa_2(Zr, Nb)Si_2O_8F$	3,42	1,713
Ниокалит	$Ca_7Nb(Si_2O_8)_2F_2$	3,32	1,715

Подобно большинству минералов группы ринкита — астрофиллита, минералы описываемой группы имеют тот же тип формулы $A_4[Si_2O_7](O, OH,F)$. Основу их структуры составляют изолированные сдвоенные кремнекислородные тетраэдры $[Si_2O_7]$, которые связаны друг с другом полиэдрами из катионов, сочлененных различными способами в виде лент. Розенбушит и хиортдалит — триклинные, остальные минералы группы — моноклинные. Все они характеризуются желто-коричневой до коричневой окраской и сильным двупреломлением. Тв. около 5,5—6. Главные линии на рентгенограммах:

Сейдозерит 2,97(10) — 2,87(7) — 2,58(4) — 2,43(3) — 2,25(3) — 1,830(7)
Ловенит 3,97(5) — 3,21(7) — 2,89(10) — 2,82(9) — 2,00(5) — 1,79(5)
Вёлерит 3,22(7) — 2,97(8) — 2,83(10) — 2,00(8) — 1,69(8) — 1,537(8)
Розенбушит 3,05(9) — 2,96(10) — 2,63(6) — 2,48(7) — 1,907(7) — 1,684(5)
Хиортдалит 3,28(6) — 2,97(9) — 2,87(10) — 2,03(7) — 1,712(8) — 1,547(8)
Ниокалит 3,24(5) — 3,012(10) — 2,891(6) — 2,852(6) — 2,433(3) — 1,844(4)

Минералы группы вёлерита встречаются главным образом в пегматитах, связанных с щелочными изверженными породами. Известно местонахождение их в районе Лангезунд-фьорда, около Бревика, Норвегия.

в. Ca(TR)-Mn-Na-ассоциация

1. Группа ларнита

Группа объединяет силикаты кальция с изолированными $[SiO_4]$ и сдвоенными $[Si_2O_7]$ тетраэдрами:

		Уд. в.	n_m
Ларнит	β-Ca_2SiO_4	?	1,715
Гиллебрандит	$Ca_2SiO_4 \cdot H_2O$	2,7	1,61
Мервинит	$Ca_3Mg(SiO_4)_2$	3,15	1,711
Ранкинит	$Ca_3Si_2O_7$	2,86	1,644
Рустумит	$Ca_3Si_2O_7 \cdot Ca(OH)_2$	2,86	1,645
Деллаит	$Ca_6Si_3O_{11}(OH)_2$		1,661
Фошалласит	$Ca_3Si_2O_7 \cdot 3H_2O$	2,5	1,542
Дженнит	$Ca_8Na_2(OH)_6(Si_2O_7)(Si_3O_9)$	2,32	1,564
Соланит	$CaSiO_3 \cdot H_2O$	?	1,620

Все минералы моноклинные, кроме деллаита и дженнита, которые имеют триклинную сингонию, и ромбического соланита. Для Ca_2SiO_4 известны две ромбические модификации: α-Ca_2SiO_4 (кальцио-оливин, или *шаннонит*, *Pmcn*) и γ'-Ca_2SiO_4 (*бредигит*, *Pmnn*) и одна тригональная (тригон-скаленоэдрический в. с., γ-Ca_2SiO_4). Минералы группы ларнита почти всегда белого цвета или слабо окрашены в желтоватый или зеленоватый цвет. Они встречаются в контактово-метаморфизованных известняках в виде зернистых или волокнистых (гиллебрандит) агрегатов. Двупреломление для всех минералов около 0,01. Тв. 5,5—6, для фошалласита — значительно ниже (2,5—3). Ясная до совершенной спайность по пинакоиду, за исключением ранкинита. Главные линии на рентгенограммах:

Ларнит 3,01(7) — 2,74(10) — 1,90(9) — 1,80(7) — 1,63(7) — 1,16(6)
Шаннонит 2,76(10) — 2,69(10) — 2,18(6) — 1,98(6) — 1,63(5) — 1,61(5)
Гиллебрандит 3,34(6) — 2,93(10) — 2,16(6) — 1,82(8) — 1,737(8) — 1,528(6)
Мервинит 2,65(10) — 2,20(4) — 1,90(6) — 1,87(8) — 1,61(4) — 1,53(6)
Ранкинит 4,04(8) — 3,76(10) — 3,148(10) — 2,675(8) — 1,801(8)
Рустумит 3,03—2,89—1,907
Деллаит 3,435(7) — 3,067(5) — 2,986(4) — 2,823(4) — 2,290(10)
Дженнит 10,5 (оч. оч. сильн.) — 6,46 (ср.) — 3,04 (сильн.) — 2,92 (оч. сильн.) — 2,83 (сильн.) — 2,66 (сильн.)
Соланит 4,03—3,11—2,89

Минералы этой группы находятся в тесной ассоциации с минералами нижеследующей группы и с другими кальцийсодержащими силикатами.

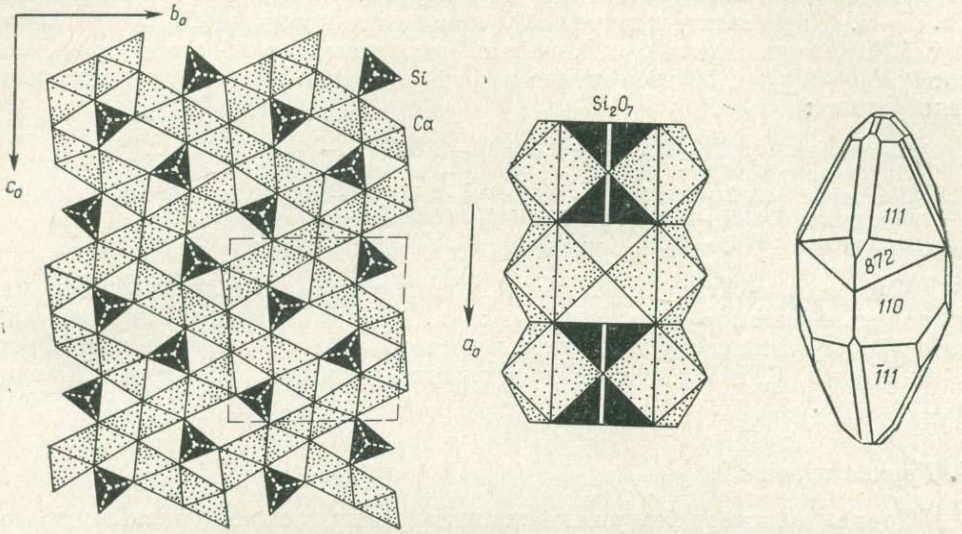
2. Группа спёррита — куспидина

Минералы, относящиеся к этой группе, подобно предыдущей, кальциевые силикаты, но с добавочными анионами:

		Уд. в.	n_m
Спёррит	$Ca_5(SiO_4)_2CO_3$	3,01	1,674
Скоутит	$Ca_4Si_3O_8(CO_3)_2$	2,77	1,606
Бултфонтейнит	$Ca_3SiO_3(F, OH)_2$	2,73	1,590
Афвиллит	$Ca_3(SiO_3OH)_2 \cdot 2H_2O$	2,63	1,620
Куспидин	$Ca_4Si_2O_7(F, OH)_2$	2,91	1,595
Тиллеит	$Ca_5Si_2O_7(CO_3)_2$	2,84	1,632
Таумасит	$Ca_3H_2SiO_4(CO_3)(SO_4) \cdot 13H_2O$	1,9	1,507

Бултфонтейнит — триклинный, таумасит — гексагональный ($C6_3$), все другие минералы — моноклинные. Структура спёррита состоит из изолированных кремнекислородных тетраэдров SiO_4 и групп CO_3, связанных атомами кальция, находящимися в октаэдрической координации с кислородом. Структуры куспидина и тиллеита очень близки и напоминают структуры

вёлерита — ловенита со сдвоенными тетраэдрами Si_2O_7, сочлененными Ca-октаэдрами (фиг. 282) (тиллеит, подобно спёрриту с добавочными группами CO_3). Минералы группы спёррит — куспидин по сравнению с минералами



Ф и г. 282. Структура и форма кристаллов куспидина (по Р. Ф. Смирновой, И. М. Румановой, Н. В. Белову).

предыдущей группы мягкие (тв. 3—5), а имеющие в структуре CO_3 в виде плоских треугольников характеризуются высоким двупреломлением (0,04). Главные линии на рентгенограммах:

Афвиллит 3,16(9) — 2,82(10) — 2,71(9) — 2,33(7) — 2,14(7) — 1,935(7)
Куспидин 3,11(10) — 2,92(10) — 1,94(8) — 1,83(7) — 1,37(6) — 1,11(8)
Таумасит 9,56(10) — 5,51(4) — 3,78(2) — 3,41(2) — 3,18(2) — 2,713(2)

Минералы встречаются в контактово-метаморфических известняках. Спёррит — высокотемпературный минерал и образуется вслед за волластонитом ($CaSiO_3$), возможно, через промежуточную стадию, представленную тиллеитом:

$$3CaCO_3 + 2CaSiO_3 \rightleftarrows Ca_3Si_2O_7 \cdot 2CaCO_3 + CO_2,$$

$$Ca_3Si_2O_7 \cdot 2CaCO_3 \rightleftarrows 2Ca_2SiO_4 \cdot CaCO_3 + CO_2.$$

Еще при более высоких температурах спёррит ассоциирует с ларнитом (Ca_2SiO_4).

3. Группа аллеганита — пиросмалита

Группа представлена следующими марганецсодержащими силикатами с добавочными анионами (OH^-, Cl^-):

		Уд. в.	n_m (n_0)
Аллеганит	$Mn_5(SiO_4)_2(OH)_2$	4,02	1,780
Лейкофеницит	$Mn_7(SiO_4)_3(OH)_2$	3,85	1,771
Пиросмалит	$(Mn, Fe)_8Si_6O_{15}(OH, Cl)_{10}$	3,1	1,636
Шаллерит	$Mn_8(Si, As)_6O_{15}(OH, Cl)_{10}$	3,37	1,679
Фриделит	$Mn_8Si_6O_{15}(OH, Cl)_{10}$	3,07	1,629
Бементит	$Mn_6Si_4O_{10}(OH)_8$	3,1	1,64
Ориентит	$Mn_4Ca_4Si_5O_{20} \cdot H_2O$	3,05	1,776

Первые два минерала изоструктурны соответственно с хондродитом ($P2_1/c$) и гумитом ($Pmcn$). Минералы второй подгруппы тригональной сингонии (бементит, возможно, моноклинный) с совершенной спайностью по {0001}, обусловленной слоистоподобной структурой. Ориентит — ромбический. Тв. 5—6. Цвет светло-коричневый, красновато-коричневый, розовый или серый. В тонких пластинках минералы бесцветные с сильным двупреломлением ($Ng - Np = 0{,}03$); все оптически отрицательны. Главные линии на рентгенограммах:

Аллеганит 2,86(8) — 2,64(8) — 2,375(8) — 1,800(10) — 1,550(8) — 1,110(6)
Пиросмалит 7,16(8) — 3,58(5) — 2,69(10) — 2,25(7) — 1,84(5) — 1,672(5)
Шаллерит 7,31(9) — 3,59(10) — 2,687(7) — 2,478(6) — 2,037(5) — 1,674(9)
Фриделит 7,17(9) — 3,60(7) — 2,88(6) — 2,56(10) — 2,115(4) — 1,676(6)
Ориентит 4,40(6) — 3,26(5) — 3,05(8) — 2,68(10) — 1,69(5) — 1,52(5)

Минералы обычно встречаются в контактово-метаморфизованных или регионально метаморфизованных породах. Некоторые из них гидротермального происхождения и установлены в месторождениях марганца типа Франклин-Фернас, США, и в главных марганцевых месторождениях в Швеции и Норвегии.

4. *Группа церита*

Группа включает следующие силикаты редких земель (главным образом Ce и La):

		Уд. в.	n_m
Торнебомит	$Ce_3Si_2O_8(OH)$	4,94	1,852
Лессингит	$Ce_4Ca_2Si_3O_{12}(OH)_6$	4,69	1,785
Беккелит	$Ce_4Ca_3Si_3O_{12}O_3$	4,15	1,812
Кайнозит	$Ce_2Ca_2Si_4O_{12}CO_3 \cdot H_2O$	3,5	1,689
Нордит	$CeCa_3Na_4Si_8O_{23}$	3,43	1,635
Церит	$Ce_8Ca_2Si_6O_{24}FCO_3(OH) \cdot 2H_2O$	4,78	1,818
Гелландит	$Ce_2CaAlSi_2O_8 \cdot H_2O$	3,70	1,65
Стенструпин	$Ce_4CaNaSi_3O_{12}(OH, F)$	4,3	1,662

Нордит и кайнозит — ромбические, церит, торнебомит и гелландит — моноклинные, все остальные минералы — гексагональные. Гелландит содержит B_2O_3. *Торостенструпин* $(Ca, Th, Mn)_3Si_4(O, F)_{12} \cdot 5{,}7H_2O$ в структурном отношении подобен стенструпину, но содержит ThO_2 около 36%. Кайнозит является вторым, после баотита, примером силикатов, в структуре которых находятся изолированные кольца из четырех кремнекислородных тетраэдров $[Si_4O_{12}]$. Твердость минералов 4,5—5,5. Цвет коричневый или красновато-коричневый до желтого; в тонких пластинках они обычно бесцветны. Главные линии на рентгенограммах:

Церит 3,47(4) — 3,31(3) — 2,95(10) — 2,83(4) — 2,69(4) — 1,95(5)
Стенструпин 3,211(3) — 3,003(3) — 2,734(10) — 2,581(9) — 2,011(3)

Минералы этой группы вместе с минералами следующих трех групп являются наиболее важными носителями редких земель в классе силикатов. Распределение редких земель в составе различных минералов в значительной степени связано с дифференциацией их во время магматической кристаллизации. Многие редкоземельные минералы образуются в течение ранней стадии магматического процесса, как, например, силикаты (ортит) или фосфаты (монацит, ксенотим), но главные количества редких земель накапливаются в поздних пегматитовых растворах. Гранитные пегматиты, как правило, обогащены иттриевыми землями (Y, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), а элементы цериевой группы (Ce, La, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) концентрируются главным образом в пегматитах нефелиновых сиенитов, в которых и встречаются минералы группы церита. *Ашкрофтин* $KNaCaAl_4Si_5O_{18} \cdot 8H_2O$, встречающий-

ся в виде игольчатых кристаллов, ранее относившийся к группе цеолитов, оказался иттрийсодержащим силикатом $KNaCaY_2Si_6O_{12}(OH)_{10}\cdot 4H_2O$ (P_4/mmm), уд. в. 2,61, $n_m = 1{,}536$.

5. Группа тортвейтита

Сюда относятся *тортвейтит* $(Sc, Y)_2Si_2O_7$, *таленит* $Y_2Si_2O_7$ и его торийсодержащая разность *иттриалит* $(Y, Th)_2Si_2O_7$. Тортвейтит может рассматриваться как промежуточный член между таленитом и чистым $Sc_2Si_2O_7$ (*бефанамит*). Все минералы моноклинной сингонии ($C2/m$) обладают структурой, в основе которой лежат сдвоенные кремнекислородные тетраэдрические группы $[Si_2O_7]$, связанные атомами иттрия и скандия в октаэдрической координации, что и обусловливает ясную спайность по {110}. Тв. 6,5. Уд. в. 3,6 (у тортвейтита) до 4,4 (у таленита). Для тортвейтита $n_g = 1{,}806$, $n_m = 1{,}791$, $n_p = 1{,}753$, $Nm = b$, $Ng - Np = 0{,}053$. Для таленита $n_g = 1{,}743$, $n_m = 1{,}737$, $n_p = 1{,}731$, $Ng = b$, $Ng - Np = 0{,}012$. $(-)2V = 62 \div 67°$.

Минералы группы тортвейтита встречаются в пегматитовых жилах, связанных с гранитами.

Харадаит $SrVSi_2O_7$, установленный в кварцевых жилах на руднике Ямато в Японии, также включен в эту группу. Ромбический, встречается в виде зеленых таблитчатых кристаллов с совершенной спайностью по {010} $n_p = 1{,}713$, $n_m = 1{,}721$, $n_g = 1{,}734$, $(+)2V = 90°$, уд. в. 3,80. Главные линии на рентгенограмме: 7,33(6) — 3,66(10) — 3,24(3) — 3,20(5) — 2,563(2) — 2,303(2).

6. Группа мелилита

Представлена *мелилитом* $Ca_2(Al, Mg)(Si, Al)_2O_7$, *гастингитом* $(Ca, Mn, Mg)_2Al_2(Si_2O_7)_3(OH)_4$ и *лавсонитом* $CaAl_2Si_2O_7(OH)_2\cdot H_2O$. Последние два минерала редкие, ромбической сингонии, тв. 6, уд. в. 3; встречаются в виде короткопризматических кристаллов в метаморфических породах или образуются за счет разложения полевых шпатов.

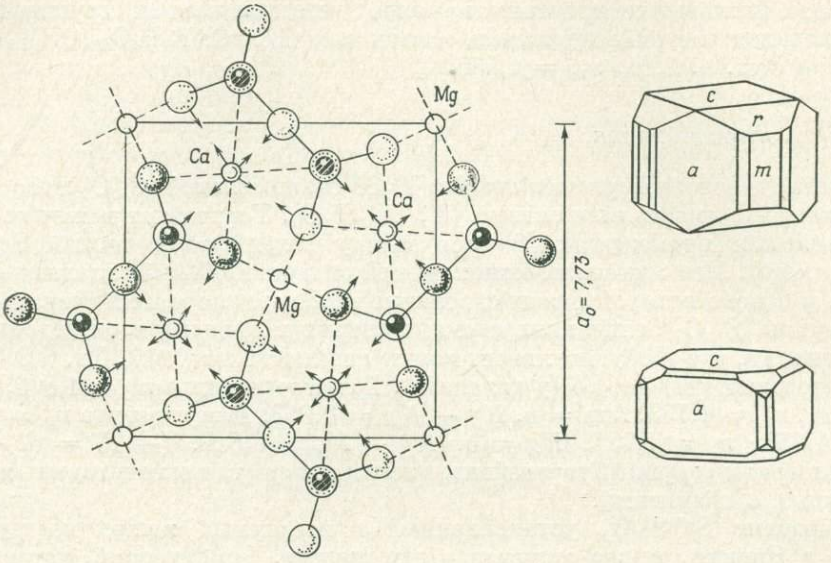
Мелилит $Ca_2(Al, Mg)(Si, Al)_2O_7$. Название минерала связано с его медово-желтым цветом [«мели» по-гречески мед.— *Перев.*]. По составу мелилит представляет собой изоморфную смесь *геленита* $CaAl[SiAlO_7]$, *окерманита* $Ca_2Mg[Si_2O_7]$ и феррооккерманита $Ca_2Fe[Si_2O_7]$, содержит также примеси Na, Mn и Zn.

Кристаллографическая характеристика. Тетрагонально-скаленоэдрический в. с. $P\bar{4}2m$, $a_0 = 7{,}73$ Å, $c_0 = 5{,}10$ Å, $Z = 2$. Структура (окерманита) показана на фиг. 283 как типичная с изолированными группами $[Si_2O_7]$. Мелилит обычно встречается в виде короткопризматических или таблитчатых кристаллов. Главные формы: $c\{001\}$, $m\{110\}$, $h\{310\}$ и $r\{111\}$. $\{100\} \wedge \{310\} = 18°26'$, $\{111\} \wedge \{001\} = 32°45'$. Главные линии на рентгенограммах:

Геленит 2,846(10) — 2,432(7) — 2,407(7) — 2,396(7) — 2,297(7) — 2,287(7)
Мелилит 2,858(10) — 2,452(7) — 1,762(8) — 1,758(8) — 1,513(7) — 1,434(7)
Окерманит 3,088(7) — 2,874(10) — 2,480(7) — 2,039 (7) — 1,763(8) — 1,385(7)

Физические свойства. Неясная спайность по {001}. Тв. 5—6. Уд. в. 2,94 (окерманит) до 3,04 (геленит) и 3,23 (феррооккерманит). $n_o = 1{,}632$, $n_e = 1{,}639$ (окерманит); $n_o = 1{,}669$, $n_e = 1{,}658$ (геленит); $n_o = 1{,}690$, $n_e = 1{,}673$ (феррооккерманит).

Нахождение. Мелилит обычно встречается в контактово-метаморфических известняках и в некоторых основных вулканических породах (мелилитовые базальты, нефелиновые базальты).



Ф и г. 283. Структура и форма кристаллов мелилита.

7. *Группа эпидота*

Группа объединяет следующие минералы:

		Уд. в.	n_m
Клиноцоизит	$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	3,35	1,715
Цоизит	$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	3,30	1,702
Эпидот	$Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$	3,40	1,763
Алланит (ортит)	$(Ca, Ce)_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$	3,60	1,670
Пренит	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	2,9	1,630
Пумпеллиит	$Ca_4Al_6Si_6O_{23}(OH)_3 \cdot 2H_2O$	3,2	1,695
Цеболлит	$Ca_5Al_2Si_3O_{12}(OH)_4$	2,96	1,600
Ломбаардит	$Ca_{10}Al_{27}Fe_5Si_{18}O_{89}(OH)_3$	3,85	1,761
Ангараллит	$(Ca, Mg)_2(Al, Fe)_{10}Si_6O_{29}$	2,62	—
Латиумит	$Ca_6K_2Al_4Si_6O_{25}(CO_3, SO_4)$	2,93	1,609
Дельхайелит	$(Na, K)_{10}Ca_5Al_6Si_{32}O_{80}(Cl, F, SO_4)_3 \cdot 18H_2O$	2,60	1,532
Ильваит	$CaFe_2FeSi_2O_8(OH)$	4,1	1,89
Тухуалит	$Na_4Fe_2Fe_3Si_{15}O_{37}(OH)_3$	2,89	1,612
Арденнит	$Mn_4Al_4Mg_2(OH)_6(As, V)O_4Si_3O_{10}(SiO_4)_2$	3,6	1,7
Карфолит	$MnAl_2Si_2O_6(OH)_4$	2,9	1,63
Чевкинит	$Ce_2FeTi_2Si_2O_{12}$	4,40	1,93
Фенаксит	$(K, Na)_4Fe_2Si_8O_{20}(OH, F)$	2,74	1,560
Канасит	$(K, Na)_5(Ca, Mn)_4Si_{10}O_{25}(F, OH)_3$	2,71	1,538
Хауит	$Na(Fe, Mn)_{10}(Fe, Al)_2Si_{12}(O, OH)_{44}$	3,38	1,72
Зуссманит	$KFe^{2+}_{13}Si_{17}AlO_{42}(OH)_{14}$	3,15	1,85
Дирит	$Fe^{2+}_{13}Fe^{3+}_2Si_{13}(O, OH)_{54}$	3,85	1,85
Юлголдит	$Ca_2Fe^{2+}Fe^{3+}_2(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$	3,60	1,81

Цоизит, пренит, карфолит, арденнит, ильваит и тухуалит—ромбические. Хауит встречается в виде триклинных листоватых кристаллов зеленовато-черного цвета, а зуссманит — в форме гексагональных табличек. Остальные минералы — моноклинные. В их структуре присутствуют изолированные группы $[SiO_4]$ или $[Si_2O_7]$ или те и другие вместе. Зуссманит является исключением, так как обладает структурой $R\bar{3}$, $a_0 = 11{,}66$ Å, $c_0 = 28{,}69$ Å, $Z = 3$, состоящей из непрерывных листов из октаэдрических групп $(Fe, Mg)(O, OH)_2$, параллельных {0001}, к одной стороне которых прикреплены шестичленные кольца из тетраэдров $(Si, Al)_6O_{18}$. Эти сложные пакеты связаны друг с другом

атомами калия, а также трехчленными кольцами. Главные линии на рентгенограммах:

Тухуалит 7,16(10) — 4,85(5) — 4,31(5) — 3,71(5) — 3,18(7) — 2,76(8)
Чевкинит 3,156(8) — 2,850(7) — 2,702(10) — 2,600(5) — 2,163(8) — 1,960(8)
Фенаксит 3,55(7) — 3,44(7) — 3,03(10) — 2,88(6) — 2,46(7) — 1,752(6)
Канасит 4,68(7) — 3,07(10) — 2,901(8) — 2,354(6) — 1,814(9) — 1,638(8)
Дельхайелит 12,3(4) — 6,16(3) — 3,48(1) — 3,08(10)
Пумпеллиит 3,79(8) — 2,90(10) — 2,74(6) — 2,64(5) — 2,45(6) — 2,21(5)
Хауит 9,13 (сильн.) — 7,90 (сильн.) — 3,25 (сильн.) — 2,775 (ср.) — 2,205 (сильн.)
Зуссманит 9,56 (сильн.) — 4,77 (сильн.) — 3,19 (сильн.) — 2,516 (сильн.)
Дирит 9,00—2,99—2,63—2,53
Юлголдит 4,80(7) — 3,84(8) — 2,950(10) — 2,776(6) — 2,568(6)

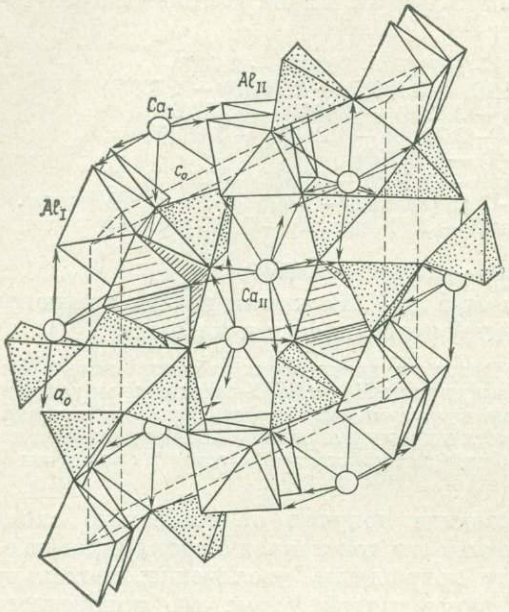
Твердость минералов колеблется от 5 до 7. Важными из них являются эпидот (клиноцоизит), цоизит, алланит (ортит), пренит и ильваит.

Пумпеллиит иногда в изобилии встречается в вулканических районах вместе с эпидотом и цеолитами. В его структуре отдельные группы SiO_4 и Si_2O_7 соединены октаэдрами Mg(Al), которые, сочленяясь двумя ребрами с другими октаэдрами, образуют колонки, параллельные оси *b*. Атомы кальция находятся в координации семь. Минерал встречается в виде синевато-зеленых игольчатых или таблитчатых кристаллов, вытянутых вдоль оси *b*. Оптически положительный, $n_g = 1{,}707$.

Эпидот $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$. Название получил от греческого слова в связи со сходством неадекватных граней его кристаллов с гранями амфибола и ставролита [«epidos» по-гречески приращение, увеличение; поскольку в основании призмы одна сторона длиннее другой, форма его поперечного сечения — параллелограмм, а не ромб, как у амфибола, с которым его смешивают.— *Перев.*]. *Пистацит* — синоним, за счет его фисташково-зеленого цвета. *Клиноцоизит* — это эпидот, не содержащий железа, *пьемонтит* обогащен марганцем, *тавмавит* имеет в составе Cr, *ганкокит* содержит Pb и Sr, в *пикроэпидоте* Mg замещает кальций. Эпидот по существу представляет собой изоморфную смесь между клиноцоизитом $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$ и молекулой $Ca_2Fe_3Si_3O_{12}(OH)$. Его состав изменяется в пределах 38,92 — 37,04% SiO_2, 30,49 — 20,32% Al_2O_3, 4,44—17,750% Fe_2O_3, 24,21 —23,04% CaO и 1,94—1,85% H_2O. Пьемонтит содержит до 19% Mn_2O_3.

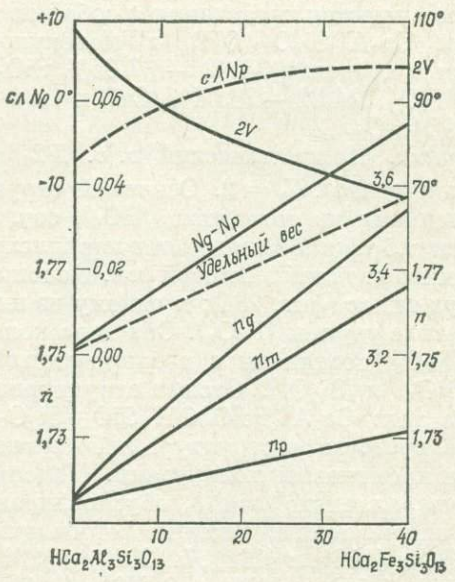
Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/m$, $a_0 = 8{,}89$ Å, $b_0 = 5{,}62$ Å, $c_0 = 10{,}23$ Å; $\beta = 115°$, $Z = 2$. Основной структурный мотив эпидота представлен колонками из октаэдров $[AlO_6]$, сочлененных друг с другом противоположными ребрами и вытянутыми параллельно оси *b*, которая соответствует направлению двойной винтовой оси. Колонки из Al-октаэдров в структуре эпидота двух типов (фиг. 284); к одному из них прикреплены изолированные октаэдрические группы $[FeO_6]$. Оба типа колонок из октаэдров $[AlO_6]$ и октаэдры $[FeO_6]$ соединены с изолированными кремнекислородными группировками $[SiO_4]$ и $[Si_2O_7]$. Отсюда структурная формула эпидота может быть написана так: $Ca_2Al_2Fe[O|OH|SiO_4|Si_2O_7]$. Крупные атомы кальция помещаются в пустотах в структуре либо между алюминиевыми, либо между железным и кремниевым полиэдрами. Колонки из октаэдров $[AlO_6]$, ориентированные параллельно оси *b*, обусловливают вытянутость кристаллов эпидота в этом направлении. Главные формы кристаллов: *c* {001}, *a* {100}, *r* {$\bar{1}$01}, *n* {111}, *m* {110}, *e* {101}, *h* {201}, *g* {301}, *i* {$\bar{1}$02}, *l* {$\bar{2}$01}, *o* {011}, *d* {$\bar{1}$11} и *x* {$\bar{1}$12}. {001} $\wedge$ {101} = 34°43′, {011} $\wedge$ $\wedge$ {111} = 33°55′, {100} $\wedge$ {101} = 29°54′, {100} $\wedge$ {$\bar{1}$02} = 34°21′, {001} $\wedge$ $\wedge$ {$\bar{1}$01} = 63°42′, {110} $\wedge$ {$\bar{1}$10} = 70°04′, {001} $\wedge$ {011} = 58°28′, {$\bar{1}$01} $\wedge$ $\wedge$ {$\bar{1}\bar{1}$1} = 54°45′, {011} $\wedge$ {10$\bar{1}$} = 63°04′, {$\bar{1}$11} $\wedge$ {$\bar{1}\bar{1}$1} = 70°29′. Часты двойники по {100}, реже по {001}. Эпидот встречается также в виде радиально-лучистых, зернистых или массивных агрегатов. Главные линии на рентгенограммах: 2,90(10) — 2,40(8) — 1,88(7) — 1,64(8) — 1,46(6) — 1,409(6).

Физические свойства. Совершенная спайность вдоль {001} и ясная вдоль {100} соответствует расположению колонок $[AlO_6]$ в структуре минерала.

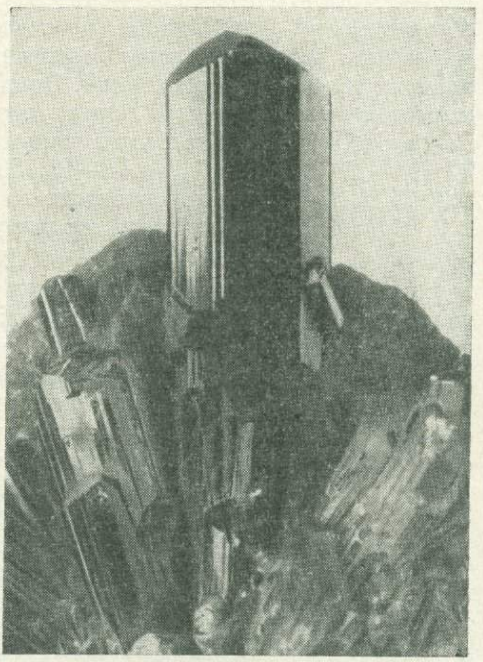


Ф и г. 284. Структура эпидота в проекции на плоскость {010}.

Зарисовано точками — группы SiO_4 и Si_2O_7, линиями — Fe-октаэдры; кружочки — кальций; белые — Al-октаэдры (по Н. В. Белову, И. М. Румановой).



Ф и г. 285. Изменение свойств эпидота.



Ф и г. 286. Эпидот из Альп (×1,6).

Тв. 6,5. Уд. в. 3,35—3,5. Цвет зеленый, изменяется от светло- или сероватозеленого до зеленовато-коричневого или почти черного. В тонких пластинках клиноцоизит бесцветный, эпидот — желтый, с сильным плеохроизмом ($Nm > Ng > Np$, редко $Ng > Nm > Np$). Пьемонтит розовый до красновато-коричневого или черного, в тонких срезах розовый, пурпурный и желтоватый с сильным плеохроизмом ($Ng < Nm < Np$). Плоскость оптических осей

параллельна (010), $c \wedge Np$ до 12°, $a \wedge Ng$ (направление спайности) = 14 ÷ ÷ 25°. Показатели преломления, двупреломление и 2V высокие и изменяются в зависимости от содержания железа, как видно на фиг. 285. Для пьемонтита $n_p = 1{,}756$, $n_m = 1{,}789$, $n_g = 1{,}829$.

Нахождение. Эпидот — типичный контактово-метасоматический и гидротермальный минерал, встречающийся в ассоциации с гранатами, актинолитом, хлоритом, кварцем, альбитом и другими минералами. Он часто образуется при разложении пироксенов, амфиболов и плагиоклазов; в последнем случае наблюдается в смеси с цоизитом, известной под названием *соссюрит*. Эпидот характерен для метаморфических пород эпизоны (эпидот-хлоритовые сланцы). Он часто встречается в виде прозрачных кристаллов в жилах альпийского типа (фиг. 286).

Цоизит $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$. Назван в честь Цоиза, коллекционера минералов. Содержит 24,59% CaO, 33,92% Al_2O_3, 39,52% SiO_2 и 1,97% H_2O, обычно некоторое количество Fe (до 5% Fe_2O_3) и Mn. *Тулит* — разновидность цоизита, богатая марганцем.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pnma*, $a_0 = 16{,}19$ Å, $b_0 = 5{,}64$ Å, $c_0 = 10{,}13$ Å, $Z = 4$. В структурном отношении цоизит аналогичен эпидоту, но имеет удвоенный параметр a_0. Кристаллы призматические, вытянуты вдоль оси c, с наиболее развитыми гранями m {110}, r {120}, t {130}, l {140}, n {530}, q {210}, x {041}, e {061}, a {100} и b {010}. {110} $\wedge$ {1$\bar{1}$0} = 63°34′, {120} $\wedge$ {010} = 38°54′, {130} $\wedge$ $\wedge$ {010} = 28°17′, {140} $\wedge$ {010} = 21°58′, {530} $\wedge$ {010} = 69°36′, {210} $\wedge$ $\wedge$ {010} = 72°47′. Цоизит встречается также в виде шестоватых и зернистых агрегатов.

Физические свойства. Спайность по {010} совершенная. Тв. 6. Уд. в. 3,25—3,36, увеличивается в связи с содержанием железа. Цвет серый, зеленоватый или коричневатый, розовый для марганецсодержащих разновидностей. В тонких пластинках бесцветный, $n_p = 1{,}701$, $n_m = 1{,}702$, $n_g = 1{,}707$, $Np = c$, $Ng = a$, $(+)2V = 30°$. Цоизит, богатый железом, имеет $(+)2V = 60°$, плоскость оптических осей в этом случае параллельна {001}, а положение Ng остается неизменным. Часто у цоизита под микроскопом наблюдаются аномальные интерференционные окраски. Для тулита $n_p = 1{,}685$, $n_m = 1{,}688$, $n_g = 1{,}698$.

Нахождение. Цоизит устанавливается главным образом в метаморфических породах, особенно в амфиболитах, и в метасоматических образованиях — в ассоциации с идократом, гранатами, эпидотом, актинолитом и др. В виде прозрачных кристаллов он встречается в гидротермальных жилах.

Алланит (ортит) $(Ca, Cl)_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}(O, OH)$. Название «ортит» дано в связи с его длиннопризматическими кристаллами [«ортос» по-гречески прямой, имеет прямые внешние формы кристаллов.— *Перев.*], а «алланит» — в честь шотландского минералога. Минерал содержит Ce_2O_3 около 10%, также Σ La_2O_3 около 10%, иногда присутствуют иттрий, торий и бериллий (до 4% BeO). Бериллийсодержащая разновидность известна как *муромонтит*. *Магнезио-ортит* — это магнийсодержащий ортит $(Ca, Ce)_2Mg_2AlSi_3O_{12}(O, F, OH)_3$. В *манганортит* входит до 5% MnO. Ортит и эпидот изоструктурны, но непрерывного изоморфизма между ними не существует. В соответствии с содержанием редкоземельных элементов в составе этих минералов могут быть выделены следующие разновидности (эпидот включен как основной представитель):

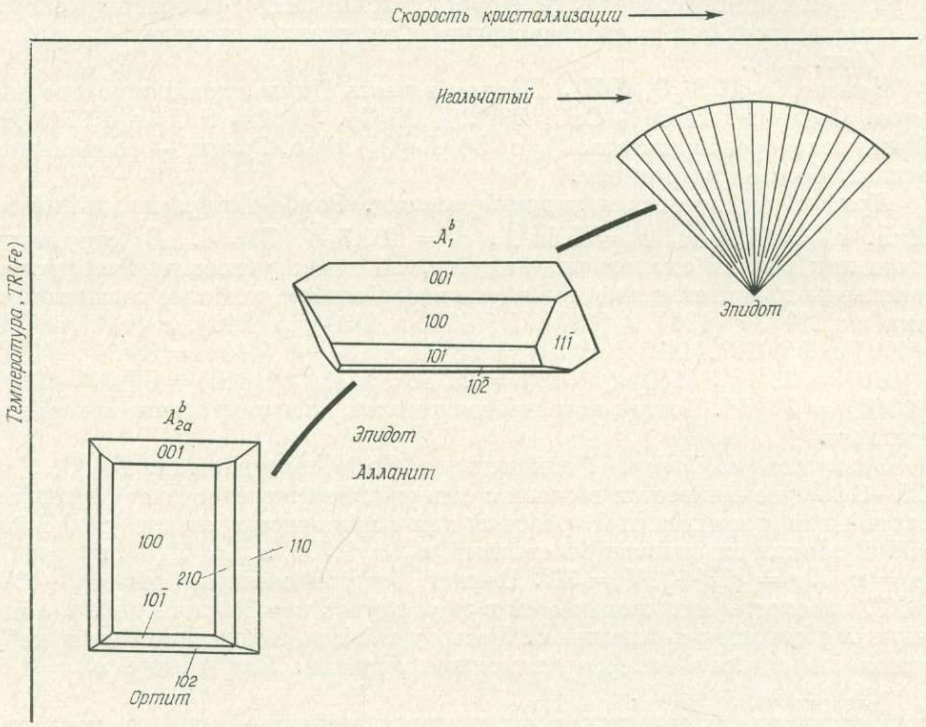
	$Ca^{II} - TR$	$Fe^{3+} - Fe^{2+}$	$Al - Fe^{3+}$
Эпидот [1]	2,0—0,0	2,0—0,0	4,0—0,0
Багратионит	1,5—0,5	1,5—0,5	4,0—0,0

[1] В структуре эпидота находятся два типа атомов Ca с разными координационными числами Ca^{I} и Ca^{II}. Допускается замещение Ca^{II} (с более высоким координационным числом) редкоземельными элементами, что и показано в таблице.—*Прим. перев.*

Алланит	1,0—1,0	1,0—1,0	4,0—0,0
Ортит	0,5—1,5	0,5—1,5	3,5—0,5
Букландит	0,0—2,0	0,0—2,0	3,0—1,0

Атомов Ca^{I} повсюду 2,0 и остаток формулы, таким образом, будет выглядеть как $[O\,|\,OH\,|\,SiO_4\,|\,Si_2O_7]_2$. Чаще всего в природе по составу встречаются минералы алланитового и ортитового типов, последний характерен для пегматитов, а первый — для гранитов и гнейсов.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с., изоструктурен с эпидотом, отсюда аналогия в габитусе этих двух минералов (фиг. 287).



Ф и г. 287. Кристаллогенетическая диаграмма эпидота и ортита.

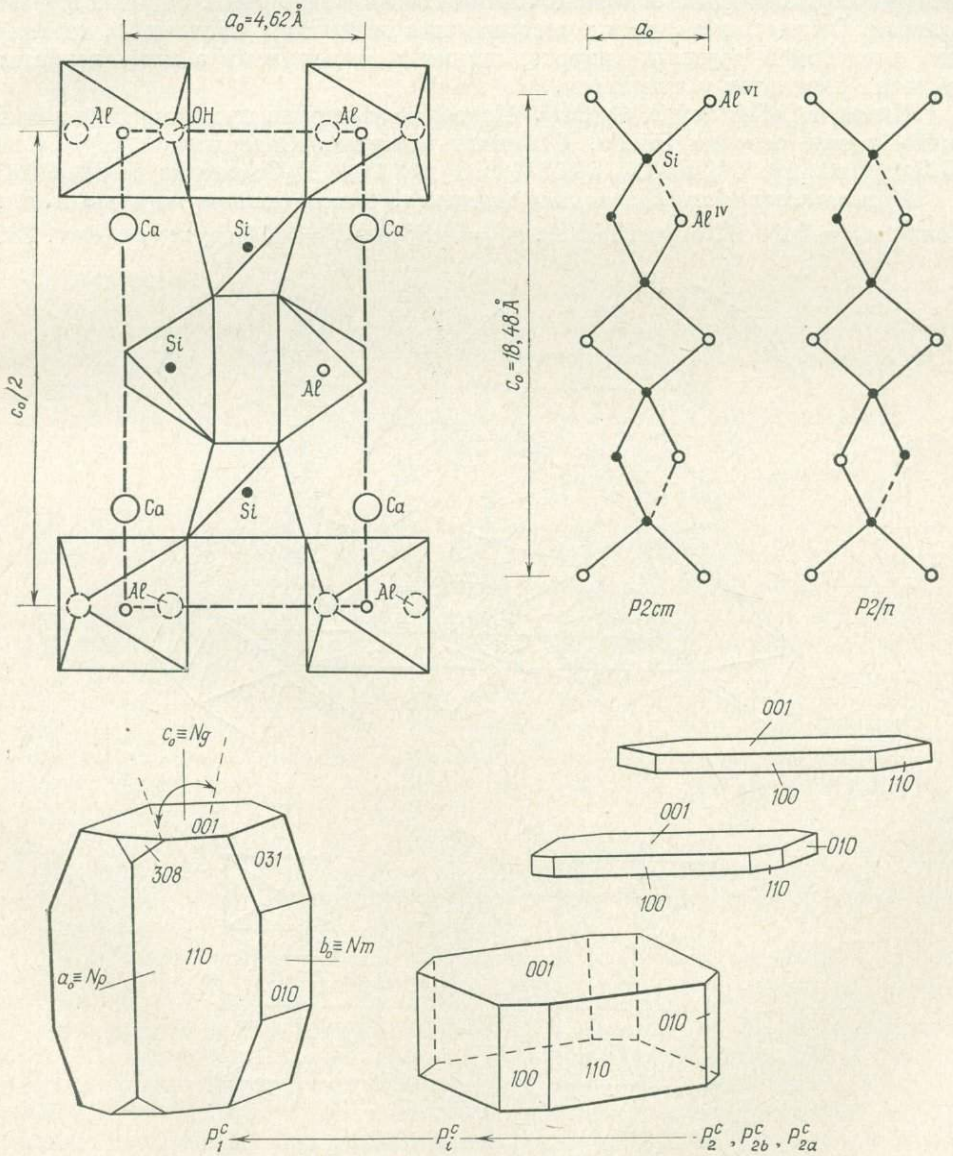
Двойники часты по {100}, реже по {001}. Главные линии на рентгенограммах: 3,57(6) — 2,94(10) — 2,74(8) — 2,65(6) — 2,14(4) — 1,65(6) (собственно ортит); 3,56(5) — 2,86(10) — 2,44(3) — 2,04(6) — 2,004(6) — 1,873(8) (бериллийсодержащий ортит — муромонтит).

Физические свойства. В противоположность эпидоту ортит имеет неясную спайность по {100} и {001}. Тв. 6. Уд. в. ~ 4, понижается до 2,7 для измененного ортита. Цвет минерала коричневый до смолисто-черного, блеск смолистый до жирного. В тонких сечениях коричневый с сильным плеохроизмом: по Np желтоватый, по Nm коричневый до темно-коричневого, по Ng красновато-коричневый, зеленый до зеленовато-коричневого. $n_p = 1{,}64 \div 1{,}78$, $n_m = 1{,}65 \div 1{,}80$, $n_g = 1{,}66 \div 1{,}81$. Плоскость оптических осей обычно $\parallel$ {010}, редко $\perp$ {010}, $c \wedge Np = 30 \div 40°$ и $(-)2V \sim 70°$. Магнезиоортит оптически положительный, $(+)2V = 50°$, $n_p = 1{,}715$, $n_m = 1{,}718$, $n_g = 1{,}733$, плеохроирует в розоватых и коричневатых тонах. Благодаря метамиктности некоторые ортиты оптически изотропны.

Нахождение. Ортит встречается как акцессорный минерал в гранитах и гнейсах и является важной составной частью гранитных пегматитов. Крупные кристаллы его были найдены в южной Норвегии, в Швеции, на Урале около Миасса и в других пегматитовых районах.

Пренит $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$. Назван в честь первооткрывателя. Содержит 27,16% CaO, 24,78% Al_2O_3, 43,69% SiO_2 и 4,37% H_2O, обычны примеси железа (до 7% Fe_2O_3), магния, марганца и щелочей.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *P2cm* и *P2/n*, $a_0 = 4{,}62$ Å, $b_0 = 5{,}50$ Å, $c_0 = 18{,}48$ Å, Z = 2. Структура слоисто-цепочечного типа с сетками (слоями), параллельными {001} и вытянутыми в направлении оси *b*. Атомы алюминия находятся в двух типах координации: октаэдрической и тетраэдрической. В последнем случае они вместе с кремнекислородными тетраэдрами $[Si_3AlO_{10}]$ образуют сетки, которые связаны выступающими в обе стороны атомами алюминия, окруженными четырьмя атомами кислорода и двумя гидроксилами и, следовательно, находящимися в октаэдрической координации. Крупные полости в структуре заполнены атомами кальция (фиг. 288). Кристаллы пренита обычно тонкотаблитчатые



Фиг. 288. Структура и схемы двух возможных пространственных групп пренита (вверху). Форма кристаллов пренита с оптической ориентировкой (внизу).

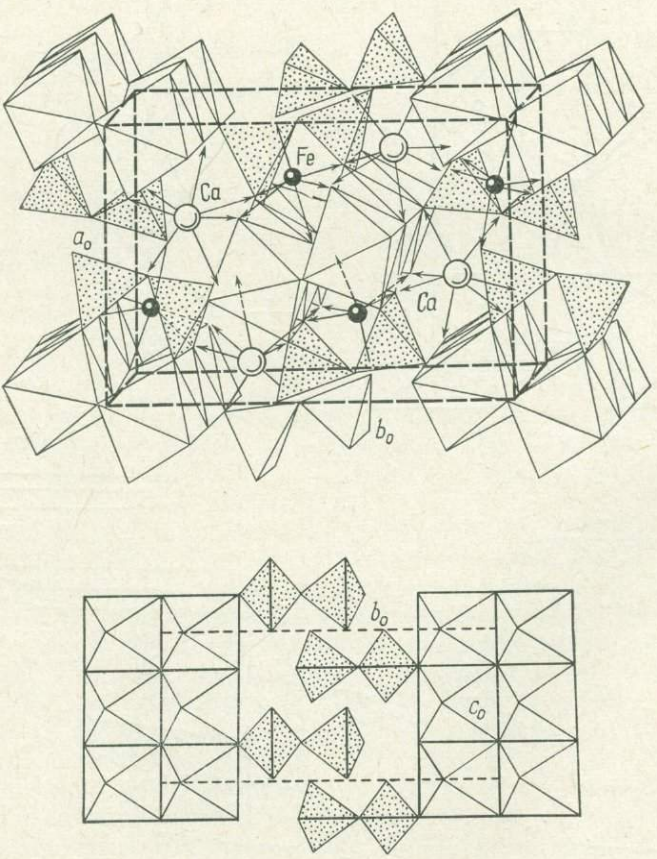
или вытянуты вдоль оси b, представлены комбинациями форм m {110}, b {010}, c {001} и другими более редко встречающимися. Часто пренит наблюдается в виде почковидных, сталактитоподобных, зернистых или листоватых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 3,49(10) — 3,28(10) — 3,05(10) — 2,81(7) — 2,54 (10) — 1,764 (7).

Физические свойства. Спайность ясная по {001}, обусловлена слоистым расположением атомов. Тв. 6—6,5. Уд. в. 2,80—2,95. Цвет белый, зеленовато-серый или серый. Показатели преломления меняются в зависимости от содержания железа: $n_p = 1{,}614 \div 1{,}632$, $n_m = 1{,}621 \div 1{,}642$, $n_g = 1{,}641 \div 1{,}665$, $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$; $(+)2V = 65 \div 70°$. Кривая ДТА минерала характеризуется двумя эндотермическими пиками при температурах 760 и 850°.

Нахождение. Пренит — типичный гидротермальный минерал, образующийся при разложении основных плагиоклазов в габбровых породах и амфиболитах. Он часто находится в ассоциации с цеолитами, кальцитом, пектолитом, эпидотом и другими гидротермальными минералами в миндалевидных пустотах базальтов и андезитов.

Ильваит $CaFe_2^{2+}Fe^{3+}Si_2O_8(OH)$. Название минерала происходит от латинского имени острова Эльба. Синоним: *лиеврит*. Содержит 13,69% CaO, 35,20% FeO, 19,55% Fe_2O_3, 29,36% SiO_2 и 2,20% H_2O, иногда до 9% MnO.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. $Pbnm$, $a_0 = 8{,}80$ Å, $b_0 = 13{,}05$ Å, $c_0 = 5{,}85$ Å, Z = 4. Структура (фиг. 289)



Фиг. 289. Структура ильваита.

Внизу: проекция на плоскость {100}. Отмечены точками группы Si_2O_7; чистые — октаэдры, содержащие двухвалентное железо (по Н. В. Белову, В. И. Мокеевой).

состоит из сдвоенных колонок октаэдров Fe^{2+}, вытянутых вдоль оси *c* и связанных между собой группами $[Si_2O_7]$. Атомы кальция и трехвалентного железа занимают промежуточные позиции; гидроксильные группы располагаются в вершинах октаэдров Fe^{2+}, свободных от групп $[Si_2O_7]$ и октаэдров Fe^{3+}. Структурная формула ильваита будет выглядеть следующим образом: $CaFe^{2+}_2Fe^{3+}[O \mid OH \mid Si_2O_7]$. Колонки из октаэдров железа обусловливают призматический габитус кристаллов ильваита, вытянутых вдоль оси *c*. Главные формы: *m* {110}, *s* {120}, *h* {210}, *b* {010}, *o* {111}, *r* {101} и *e* {021}. $\{110\} \wedge \{1\bar{1}0\} = 67°22'$, $\{120\} \wedge \{010\} = 36°53'$, $\{111\} \wedge \{001\} = 38°36'$. Минерал встречается также в массивных или шестоватых агрегатах.

Физические свойства. Спайность ясная по трем пинакоидам. Тв. 5,5—6. Уд. в. 3,8—4,1. Цвет железно-черный или серовато-черный. В тонких пластинках темно-зеленый до темно-коричневого; почти непрозрачный по *Ng* и *Nm* и коричневый до желтовато-коричневого по *Np*; $n_g = 1{,}915$ (соответствует колонкам из октаэдров Fe^{2+} в структуре), $n_m = 1{,}89$, (—)2V довольно большой.

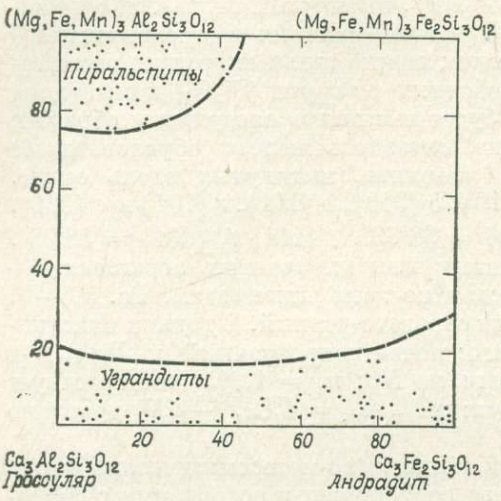
Нахождение. Ильваит — типичный контактово-метасоматический минерал, установленный в железорудных месторождениях в ассоциации с гранатами, геденбергитом, амфиболами и другими минералами. Хорошо известно его местонахождение на острове Эльба (Рио-Марина и Капо-Каламита), в Тироле, в Норвегии и в других местах.

8. Группа граната

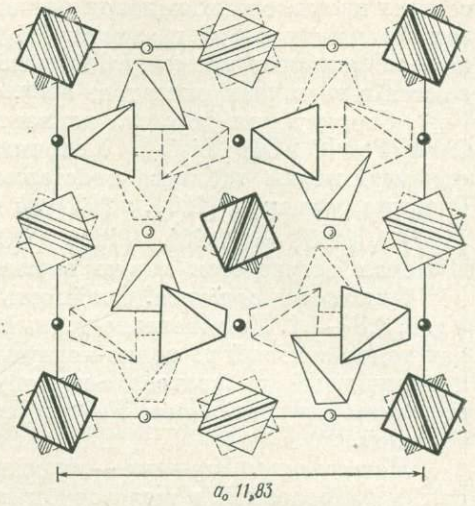
Кроме гранатов, в эту группу включен также идократ (везувианит), который в структурном отношении аналогичен гранатам и тесно ассоциирует с ними в природе.

Гранаты $R^{2+}_3R^{3+}_2Si_3O_{12}$. Название дано в связи со сходством их с зернами плодов гранатового дерева (Punica granatum). В общей формуле R^{2+} = = Ca, Fe, Mg и Mn; aR^{3+} = Al, Fe и Cr. Конечные члены группы: *пироп* $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, *альмандин* $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$, *спессартин* $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$, *гроссуляр* $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$, *андрадит* $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ и *уваровит* $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$. С промежуточным составом известны следующие гранаты: *гессонит* — Fe-гроссуляр, *меланит* — Ti-андрадит с изоморфным замещением $NaTi \rightleftharpoons CaFe^{3+}$ (*шорломит*, сильно обогащенная титаном разность черного цвета), *топазолит* — прозрачный желтовато-зеленый андрадит, *иттриевый гранат* с замещением $YAl \rightleftharpoons CaSi$, *кимцеит* с содержанием ZrO_2 около 20%, *гибшит* с некоторым количеством фосфора, замещающим часть атомов кремния и с содержанием воды (гидрогранаты, особенно гидрогроссуляр). К гипотетическим членам группы гранатов относятся: скиагит $Fe_3Fe_2Si_3O_{12}$, кальдерит $Mn_3Fe_2Si_3O_{12}$, блитит $Mn_3Mn_2Si_3O_{12}$, кнорринг ит $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$, кохарит $Mg_3Fe_2Si_3O_{12}$ и ванадиевый гранат (голдманит) $Ca_3V_2Si_3O_{12}$. На фиг. 290 показано изменение состава гранатов кальциевого и алюминиевого рядов, названных А. Н. Винчеллом соответственно «уграндитами» и «пиральспитами». Отсутствие полного изоморфизма между этими двумя подгруппами гранатов отчетливо подчеркивается на упомянутой фигуре.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Ia3d$, $a_0 = 11{,}459$ Å (пироп), 11,526 Å (альмандин), 11,621 Å (спессартин), 11,851 Å (гроссуляр), 12,048 Å (андрадит), 12,05 Å (уваровит), 12,46 Å (кимцеит), Z = 8. Структура гранатов состоит из изолированных групп $[SiO_4]$, расположенных вдоль винтовой оси четвертого порядка (фиг. 291). Этим объясняется ромбододекаэдрический (см. фиг. 59) и тетрагонтриоктаэдрический (фиг. 292) габитус кристаллов, причем изменение соотношения между двухвалентными и трехвалентными катионами, по-видимому, может быть ответственным за преобладание ромбододекаэдрического облика для кальциевого ряда гранатов,

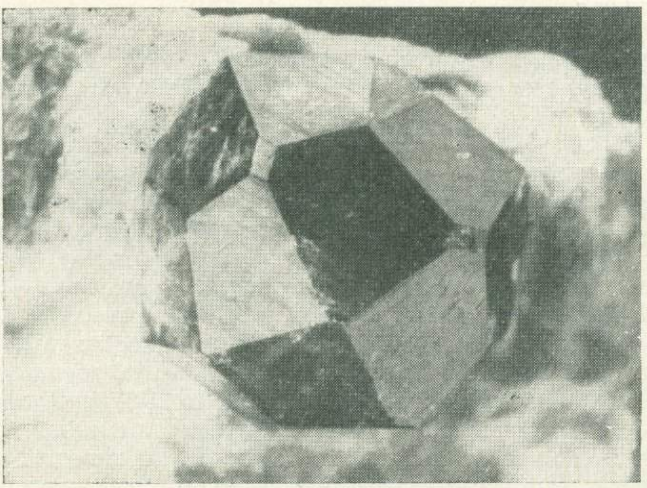


Ф и г. 290. Изменение состава гранатов (по Винчеллу).



Ф и г. 291. Структура гранатов (гроссуляр).

Проекция на плоскость {100}. Двойные дисфеноиды содержат кальций, кружки —алюминий.

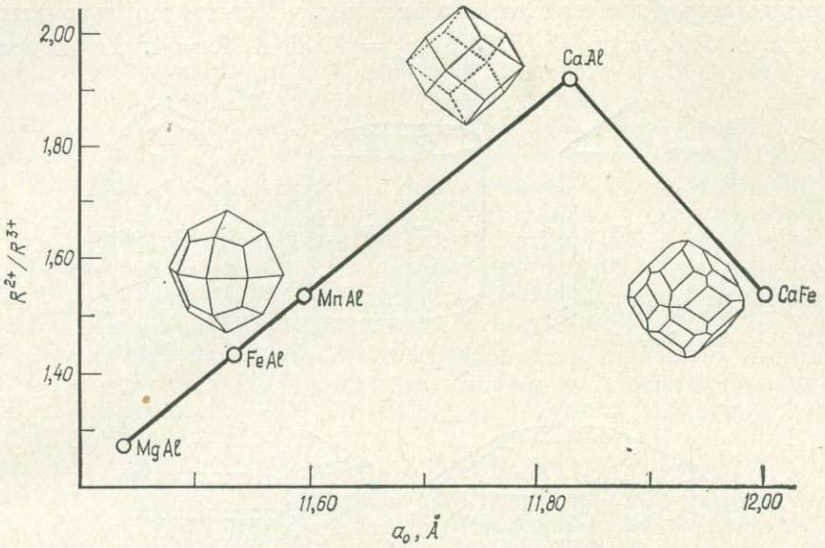


Ф и г. 292. Тетрагонтриоктаэдрический альмандин с горы Рила ($\times 2\frac{2}{5}$).

а тетрагонтриоктаэдрического — для алюминиевого (фиг. 293). Наиболее распространенные формы в кристаллах: *d* (110), *n* {211}, *s* {321}, *a* {100}, *e* {210}, *r* {332}, *t* {421} и *o* {111}. Гранаты встречаются также в зернистых или массивных агрегатах (гранатит). Главные линии на рентгенограммах:

Пироп 2,886(8) — 2,583(9) — 1,598(9) — 1,542(10) — 1,070(8) — 1,052(8)
Альмандин 2,589(10) — 1,595(9) — 1,539(10) — 1,259(9) — 1,071(10) — 1,054(9)
Спессартин 2,60(10) — 1,61(9) — 1,553(10) — 1,262(8) — 1,079(9) — 1,060(8)
Гроссуляр 2,66(10) — 1,639(9) — 1,581(10) — 1,291(9) — 1,101(10) — 1,082(9)
Андрадит 3,026(8) — 2,707(10) — 1,659(7) — 1,611(10) — 1,099(7) — 1,065(7)
Уваровит 3,020(9) — 2,691(9) — 1,665(8) — 1,604(10) — 1,094(8) — 1,059(8)

Физические свойства. Спайность отсутствует. Тв. 7,5 для алюминиевых гранатов, до 5,5 для кальциевых. Удельный вес и показатели преломления



Ф и г. 293. Изменение габитуса кристаллов гранатов относительно соотношения катионов и размера ребра кубической ячейки.

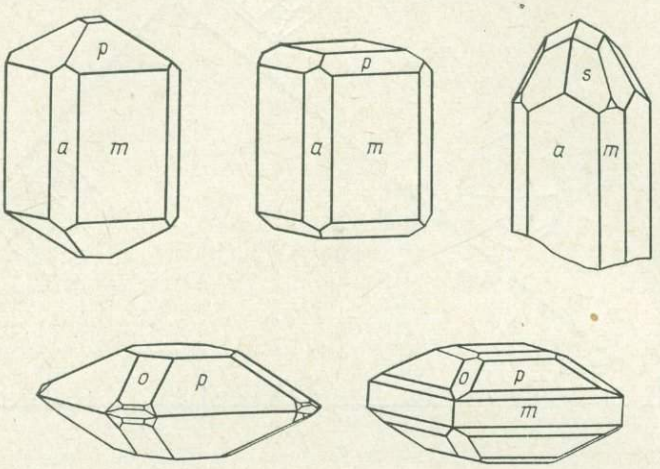
колеблются: пироп — уд. в. 3,71, $n = 1{,}705$; альмандин — уд. в. 4,32, $n = 1{,}83$; спессартин — уд. в. 4,18, $n = 1{,}80$; гроссуляр — уд. в. 3,53, $n = 1{,}735$; андрадит — уд. в. 3,83, $n = 1{,}895$; уваровит — уд. в. 3,78, $n = 1{,}86$; гибшит — уд. в. 3,13, $n = 1{,}675$. Титан и цирконсодержащие гранаты имеют более высокий показатель преломления (1,95). Гранаты в основном изотропны, однако кальциевые представители часто оптически аномальны, в них обнаруживаются оптически одноосные и двуосные секториальные участки. Это может объясняться тем, что в структуру входят крупные по размеру атомы кальция, вносящие в нее некоторое искажение.

Нахождение. Алюминиевые гранаты — пиральспиты — главным образом магматического происхождения. Пироп встречается в ультраосновных породах, шорломит — в нефелиновых сиенитах, альмандин и спессартин в гранитах и особенно в гранитных пегматитах (фиг. 292). Альмандин, кроме того, типичен для регионально метаморфизованных глиноземсодержащих осадков, в которых он часто образует порфиробласты (см. фиг. 59), иногда за счет ставролита: $3FeAl_4Si_2O_{10}(OH)_2 + 2SiO_2 \rightarrow Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 5Al_2SiO_5$ (кианит) $+ 3H_2O$. В западной части Норвегии в амфиболитах были найдены порфиробласты граната диаметром 1 *м*. Кальциевые гранаты — типичные метасоматические продукты в известковых породах; гроссуляр ассоциирует с другими кальциевыми силикатами, такими, как идократ, волластонит, диопсид, скаполит и др. Уваровит обычно находится в хромитоносных ультраосновных породах, как продукт пневматолито-гидротермального процесса.

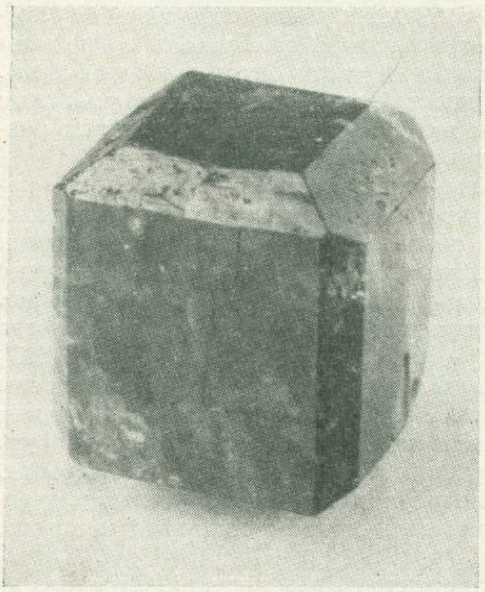
Идократ (везувианит) [1] $\mathbf{Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4[(OH)_4 \mid (SiO_4)_5 \mid (Si_2O_7)_2]}$. Название везувианит связано с его местонахождением на Везувии. Идократ — синоним, происходит от греческого слова, указывающего на сходство внешних форм его кристаллов и других минералов [по-гречески eidos — внешний вид, Krasis — смесь.— *Перев.*]. Содержит 37—38% SiO_2, 14—16% Al_2O_3, 34—36% CaO, до 9% Fe_2O_3, до 6% MgO, около 2% H_2O и некоторые количества FeO, MnO, TiO_2, Na_2O, K_2O, BeO, Cr_2O_3, ZnO и др. Гидроксил может быть замещен фтором, иногда везувианит содержит значительное количество бора и CO_3.

[1] Идократ, везувианит — синонимы наиболее принятого в нашей литературе названия везувиан.

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $P4/nnc$, $a_0 = 15{,}63$ Å, $c_0 = 11{,}83$ Å, Z = 4. Структура везувианита аналогична структуре гранатов, но, кроме изолированных кремнекислородных тетраэдров $[SiO_4]$, содержит также группы $[Si_2O_7]$. Кристаллы обычно короткопризматические (фиг. 294 и 295) с наиболее развитыми формами: *m* {110}, *a* {100}, *f* {210}, *c* {001}, *o* {101}, *p* {111}, *t* {331}, *r* {641} и *s* {311}. {210} ∧ {100} = 26°34′, {111} ∧ {001} = =37°14′, {101} ∧ {001} = 28°15′, {331} ∧ {001} = 66°19′, {311} ∧ {001} =59°32′. Встречается также в зернистых или радиально-лучистых массах. Главные линии на рентгенограмме: 2,75(10) —2,60(9)— 2,46(8) — 1,625(8) — 1,296(3) — 1,108(4).



Ф и г. 294. Форма кристаллов везувианита (идократа).



Ф и г. 295. Везувианит с горы Рила ($\times 1\frac{3}{5}$).

Физические свойства. Спайность неясная по {001}. Тв. 6,5. Уд. в. 3,33—3,45. Цвет обычно коричневый до красного, зеленый или желтый, редко синий. В тонких срезах бесцветный или бледно-коричневый, бледно-зеленый или синеватый. $n_o = 1{,}705 \div 1{,}736$, $n_e = 1{,}701 — 1{,}732$; у везувианитов, окрашенных в синий цвет, n_e низкий до 1,695. Оптически одноосный, отрицательный, но часто аномально двуосный и может быть оптически положительный (*вилуит*). Нередко обладает аномальными интерференционными окрасками.

Нахождение. Везувианит — типичный контактово-метасоматический минерал и встречается в измененных известняках в ассоциации с гроссуляром, диопсидом, волластонитом и другими кальциевыми минералами.

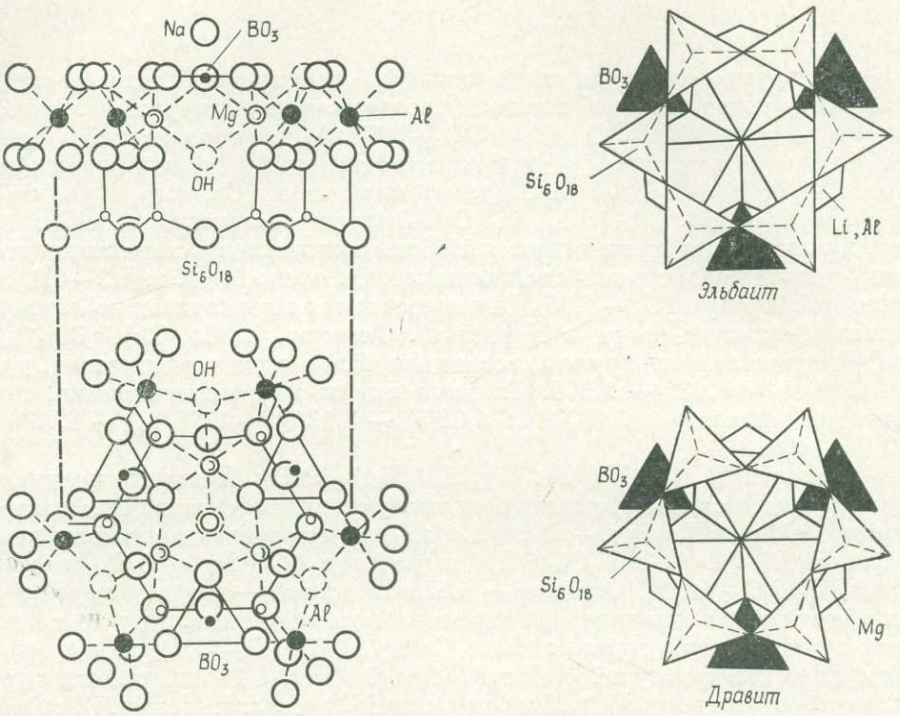
9. Группа турмалина

К этой группе относится очень важный борсодержащий силикат *турмалин* и следующие редкие также борсодержащие минералы: *меланоцерит* $Na_4Ca_{16}(Y, La)_3(Zr, Ce)_6[F_{12} \mid (BO_3)_3 \mid (SiO_4)_{12}]$, *кариоцерит* (аналогичен меланоцериту, но с высоким содержанием тория), *тритомит* $Ca_3(La, Ce)_3Zr_3[F_6 \mid (BO_3)_3 \mid (Si_3O_8)_2]$, *стиллвеллит* $(Ce, La)_3[B_3O_6 \mid Si_3O_9]$ и *каппеленит* $Ba_3(Y, Ce)_6[(BO_3)_6 \mid Si_3O_9]$. Эти минералы гексагональной сингонии, имеют короткопризматический облик кристаллов и характеризуются весьма близкими свойствами (спайности нет, тв. около 6, уд. в. 4,2—4,6, цвет коричневый, n равно 1,73—1,76). Они встречаются в пегматитах нефелиновых сиенитов (Лангезунд-фьорд в Норвегии). *Спенсит*, $Y_3(Ce, Th)CaBSi_2O_{13}$ — еще один представитель группы, встречающийся в виде черных зерен, уд. в. 3,05—3,40, $n = 1{,}630 \div 1{,}670$. Главные линии на рентгенограмме, после нагревания минерала до 1000° С: 4,02(5) — 3,13(5) — 2,78(10) — 2,76(4) — 1,930(4) — 1,824(4).

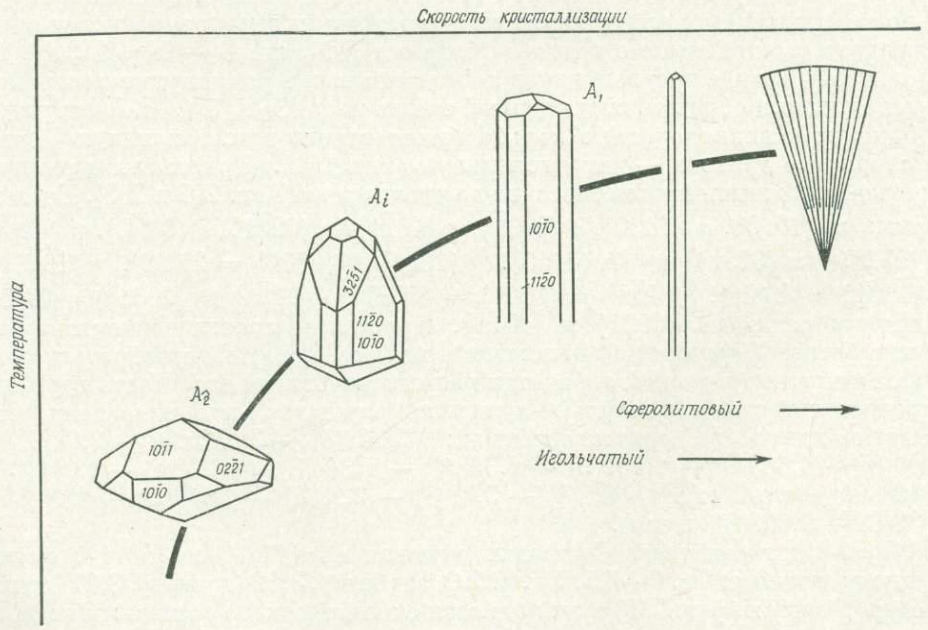
Турмалин $(Na, Ca)(Mg, Fe, Li)_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_4$. Название получил от от сингалезского слова «турмали» [под этим названием минерал был привезен с острова Цейлон в Европу.— *Перев.*]. Известно три основных крайних члена: *эльбаит* $Na(Li, Al)_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_4$, *шерл* $NaFe_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_4$ и *дравит* $NaMg_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_4$. Эльбаит — шерл и дравит — шерл образуют два изоморфных ряда с ограниченной смесимостью между ними. Другие представители турмалиновой группы: *увит* $CaMg_4Al_5B_3Si_6O_{27}(OH)_4$ и *тсилаизит* с гипотетической формулой $NaMn_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_4$. Разновидности турмалина: *ахроит* (бесцветный), *индиголит* (синий), *рубеллит* (розовый), *сиберит* (багряно-красный до красного) и *верделит* (зеленый). Турмалин содержит до 9—10% B_2O_3.

Кристаллографическая характеристика. Дитригонально-дипирамидальный в. с. $R3m$, a_0: 15,81 Å (эльбаит), 15,91 Å (дравит), 16,00 Å (шерл); c_0: 7,085 Å (эльбаит), 7,210 Å (дравит), 7,135 Å (шерл); $Z = 3$. Основной структурной единицей турмалина являются кольца из шести кремнекислородных тетраэдров, соединенные с тремя октаэдрами RO_6, где R — Mg, Li, Al, Fe. Группы BO_3 в виде треугольников дополняют выше упомянутые постройки, создавая, таким образом, структурный скелет типа $[Si_6R_3B_3O_{31}]$. В структуре эльбаита кремнекислородные кольца имеют строго гексагональную форму, а в структуре дравита — дитригональную (фиг. 296). Кристаллы турмалина коротко- или длиннопризматические до игольчатых (фиг. 297 и 298). Главные формы: m $\{10\bar{1}0\}$, a $\{11\bar{2}0\}$, c $\{000\bar{1}\}$, r $\{10\bar{1}1\}$, o $\{02\bar{2}1\}$, e $\{01\bar{1}2\}$, y $\{40\bar{4}1\}$, x $\{12\bar{3}2\}$, u $\{32\bar{5}1\}$ и h $\{4150\}$. $\{10\bar{1}1\} \wedge \{0001\} = 27°21'$, $\{10\bar{1}1\} \wedge \{\bar{1}101\} = 46°54'$, $\{02\bar{2}1\} \wedge \{000\underline{1}\} = 45°59'$, $\{02\bar{2}1\} \wedge \{2\bar{2}01\} = 77°02'$. Двойники редки по $\{0001\}$ и $\{10\bar{1}1\}$. Кристаллы отчетливо гемиморфны, обычно богаты формами на аналогичном полюсе, который приобретает положительный электрический заряд при нагревании кристалла. Часто турмалин встречается также в радиально-лучистых агрегатах и в виде дендритов. Главные линии на рентгенограммах: 2,923(8) — 2,552(10) — 2,022(9) — 1,900(8) — 1,639(8) — 1,439(9) — 1,393(9) — 1,344(8) — 1,298(8) — 1,019(9) — 1,010(8) (эльбаит); 6,5(8) — 3,48(8) — 2,98(8) — 2,59(10) — 1,66(8) — 1,033(8) — 1,022(8) (шерл).

Физические свойства. Спайность неясная по $\{11\bar{2}0\}$ и $\{10\bar{1}1\}$, обычно трудно различима. Тв. 7—7,5. Уд. в. 2,9 (эльбаит), 3,02 (дравит), 3,27 (шерл). Цвет изменяется (фиг. 299) в зависимости от химического состава: эльбаит — розовый до красного или зеленый, дравит — коричневый, шерл — черный (см. фиг. 32). В тонких пластинках у окрашенных разновидностей проявляется весьма сильно абсорбция ($No > Ne$). У эльбаита $n_o = 1{,}646$, $n_e = 1{,}625$; у дравита $n_o = 1{,}650$, $n_e = 1{,}628$; у шерла $n_o = 1{,}668$, $n_e = 1{,}639$. Плеохро-



Ф и г. 296. Структурная схема турмалина: эльбаит (по Ито и Саданага), дравит (по Донею и Бюргену).

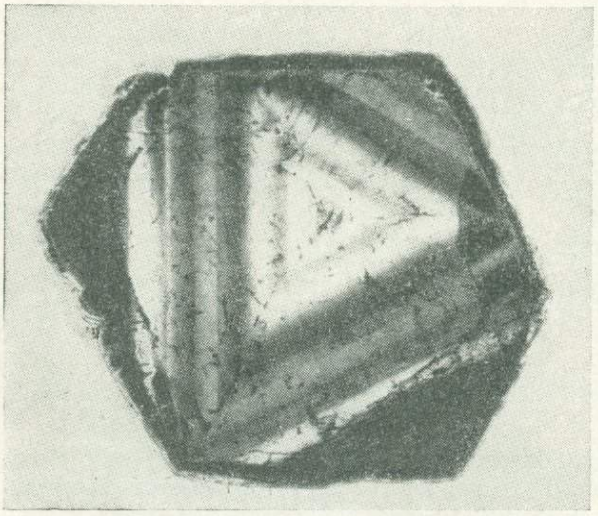


Ф и г. 297. Кристаллогенетическая диаграмма турмалина.

изм по *No* коричневый до черного, темно-зеленый или синий (шерл), бледно-желтый (дравит), бесцветный, розовый или синеватый (эльбаит); по *Ne* бледно-желтый, коричневый до синевато-зеленого (шерл), бесцветный (дравит, эльбаит). Турмалин оптически одноосный, отрицательный, что обусловлено слоистоподобным расположением гексагональных колец параллельно {0001}. В 1703 г. для кристаллов турмалина были впервые установлены пироэлектрические свойства. На кривых ДТА турмалинов фиксируется один сильный эндотермический эффект при температуре около 900—1050°, вызванный разрушением структуры.

Фиг. 298. Иголки турмалина в кварце с горы Плана ($\times 1\frac{3}{5}$).

Нахождение. Турмалин — характерный минерал для пегматитов и пневматолито-гидротермальных процессов, образующийся при активном участии бора. Обычно черные турмалины более высокотемпературные, чем разновидности зеленого и розового цвета. По данным М. Сливко, зеленые турмалины кристаллизуются при температуре около 290°, а розовые при 150°, причем последние беднее кристаллографическими формами, среди которых на концах кристаллов преобладает моноэдр {0001}. Зеленые турмалины богаче формами; у них развиты тригональные и дитригональные пирамиды в противоположность моноэдру. Согласно А. Гинзбургу, черные турмалины характерны для нормальных неметасоматических пегматитов, синие и зеленые — для альбитизированных с Sn-Ti-Nb-минерализацией, а розовые и красные типичны для литиевых пегматитов.



Фиг. 299. Зональный турмалин из Мадагаскара.

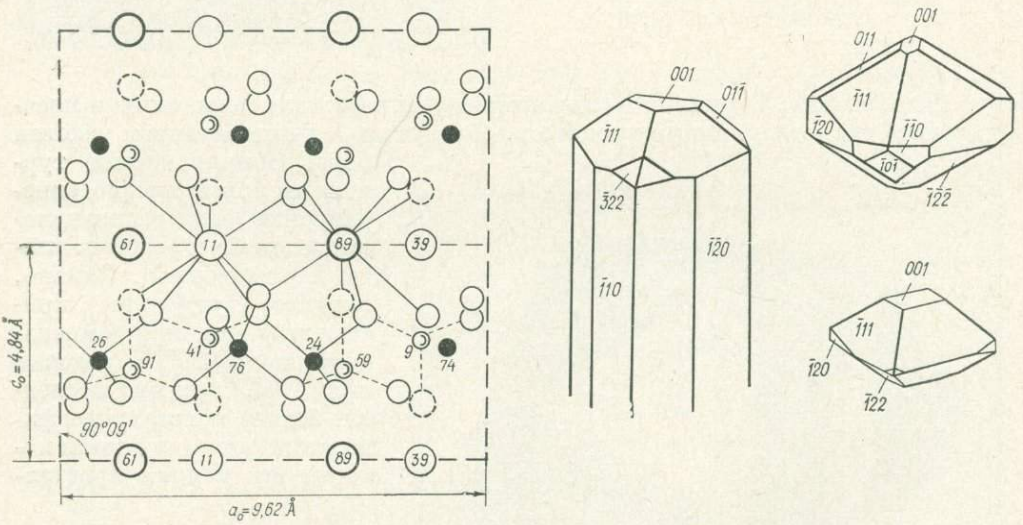
Сечение, перпендикулярное оси *c* ($\frac{4}{5}$ натуральной величины).

10. Группа аксинита — данбурита

В группу входят следующие боросиликаты с кальцием и натрием в качестве главных катионов:

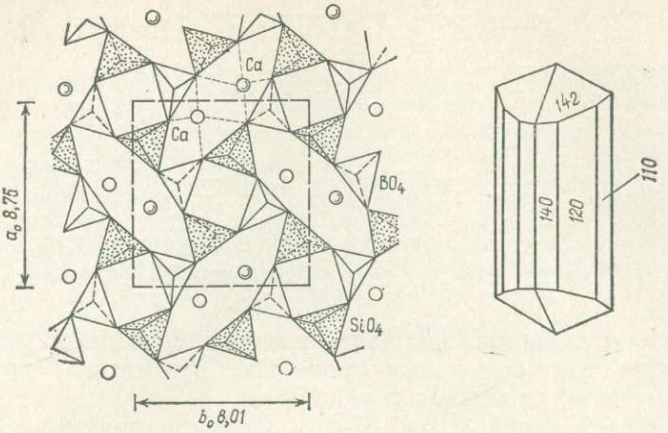
		Уд. в.	n_m
Аксинит	$Ca_2(Fe, Mn)Al_2BSi_4O_{15}(OH)$	3,28	1,685
Серендибит	$(Ca, Mg)_5Al_5BSi_3O_{20}$	3,4	1,703
Грандидьерит	$Na_2(Fe, Mg)_4Al_{16}BSi_5O_{39}(OH)_3$	3,0	1,636
Харкерит	$Ca(Mg, Al)(Si, B)(O, OH)_4 \cdot CaCO$	2,96	1,653
Пайнит	$Ca_2Al_{10}(Si, BH)O_{19}$	4,01	—
Данбурит	$CaB_2Si_2O_8$	2,95	1,633
Гомилит	$Ca_2FeB_2Si_2O_{10}$	3,3	1,725
Датолит	$CaBSiO_4(OH)$	2,95	1,653
Гаррелсит	$(Ba, Ca)_2B_3SiO_7(OH)_3$	3,68	1,633
Хаулит	$Ca_2B_5SiO_9(OH)_5$	2,58	1,598
Сирлезит	$NaBSi_2O_6 \cdot H_2O$	2,44	1,533
Ридмерджнерит	$NaBSi_3O_8$	2,69	1,564
Бакерит	$Ca_4B_4(BO_4)(SiO_4)(OH)_3 \cdot H_2O$	2,88	1,642

Харкерит установлен в виде бесцветных октаэдрических кристаллов, данбурит и грандидьерит — ромбические, аксинит, серендибит и ридмерджнерит — триклинные, все остальные минералы группы — моноклинные.

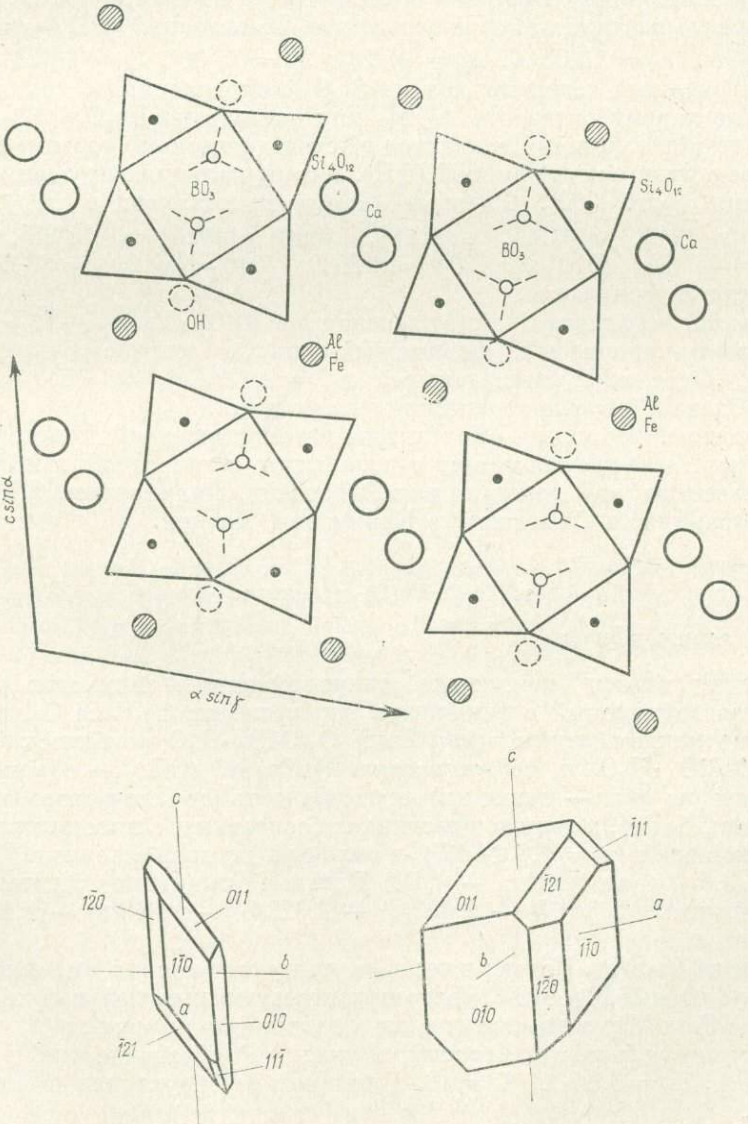


Ф и г. 300. Кристаллическая структура и форма кристаллов датолита.

Ридмерджнерит изотипичен с альбитом $NaAlSi_3O_8$. Окрашены только аксинит (коричневый, синевато-зеленый), серендибит (синий) и гомилит (черный). Данбурит и серендибит характеризуются слабым двупреломлением ($Ng - Np \sim 0{,}005$), у других минералов этой группы $Ng - Np$ колеблется между 0,02 и 0,04 (у датолита — 0,045). Все минералы оптически отрицательные, с большим 2V, кроме гомилита, который имеет оптически положительный характер; часто встречаются в форме кристаллов (фиг. 300). Структура данбурита, имеющего тот же вид симметрии, что и топаз (*Pbnm*), весьма интересна. Отдельные тетраэдрические группы SiO_4, связанные с тетраэдрами BO_4, образуют постройки силиката каркасного типа (фиг. 301); атомы кальция



Ф и г. 301. Структура и кристаллы данбурита.



Ф и г. 302. Схематическое изображение структуры аксинита и типичная форма его кристаллов различной ориентировки.

находятся в окружении восьми кислородов. Главные линии на рентгенограммах:

Аксинит 3,45(8) — 3,13(8) — 2,99(6) — 2,79(10) — 2,41(6) — 1,99(6)
Харкерит 5,22(5) — 2,84(4) — 2,61(10) — 2,13(7) — 1,84(8) — 1,51(7)
Пайнит 5,76(10) — 3,70(8) — 2,52(10) — 2,37(8) — 2,008(8) — 1,726(6)
Данбурит 3,59(10) — 2,99(9) — 2,73(9) — 1,95(7) — 1,72(7) — 1,445(7)
Датолит 3,74(7) — 3,08(10) — 2,81(10) — 2,49(10) — 2,23(9) — 2,16(9) — 1,86(9)
Сирлезит 8,01(10) — 4,06(6) — 3,48(5) — 3,24(5) — 2,66(4) — 1,110(4)
Ридмерджнерит 3,87(6) — 3,57(5) — 3,08(3) — 3,03(10) — 2,94(4) — 2,84(3)

Минералы этой группы являются продуктами метасоматического, пегматитового или гидротермального процессов. Датолит особенно часто ассоциирует с пренитом, цеолитами и кальцитом.

Аксинит $Ca_2(Fe, Mn)Al_2(OH)B_3Si_4O_{12}$. Название получил в связи с клиновидной формой кристаллов [«аксине» по-гречески топор; кристаллы аксинита имеют клиновидную форму с очень острыми краями.— *Перев.*].

Кристаллографическая характеристика. Триклинный ($P\bar{1}$), $a_0 = 7{,}15$ Å, $b_0 = 12{,}57$ Å, $c_0 = 13{,}05$ Å, $\alpha = 91°23'$, $\beta = 75°30'$, $\gamma = 93°23'$, $Z = 2$. Структура аксинита содержит кольца Si_4O_{12}, скрепленные с группами BO_3 и связанные парами октаэдров Al_2O_{10} или октаэдрами $Fe_2O_8(OH)_2$. Другая половина атомов алюминия находится в тетраэдрической координации с тремя кислородами и одной группой (OH). Атомы кальция окружены десятью кислородами (фиг. 302). Главные формы кристаллов: b {010}, l {1$\bar{2}$0}, m {1$\bar{1}$0}, s {$\bar{1}$21}, r {011}, x {$\bar{1}$11}. {010} $\wedge$ {1$\bar{1}$0} = 135°25′, {010} $\wedge$ $\wedge$ {011} = 45°12′, {010} $\wedge$ {1$\bar{2}$0} = 28°58′, {010} $\wedge$ {$\bar{1}$21} = 33°20′. Кристаллы часто пластинчатые.

Физические свойства. Спайность ясная по {010}. Тв. 6,5—7. Уд. в. 3,3. Цвет серовато-коричневый, фиолетовый, иногда зеленовато-желтый или розоватый. Оптически отрицательный; $n_p = 1{,}677$, $n_m = 1{,}684$, $n_g = 1{,}687$, минерал обладает пироэлектрическими свойствами.

Нахождение. Аксинит — контактово-метаморфический и метасоматический минерал, встречается также в пегматитах и гидротермальных жилах. Хорошо известны его кристаллы из Риверсайд, Калифорния, США; Бург-д'Уазан, Франция, и Сан-Джаст в Корнуэлле, Англия.

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

1. Группа гемиморфита

В группу входят следующие цинксодержащие силикаты: *виллемит* Zn_2SiO_4, изоструктурный с фенакитом, *гардистонит* $Ca_2ZnSi_2O_7$, изоструктурный с мелилитом, *гемиморфит* $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$ ромбический, *клиноэдрит* $CaZnSiO_4 \cdot H_2O$ и *ходжкинсонит* $MnZn_2SiO_4(OH)_2$ — оба моноклинные (первый из них — типичный представитель доматического класса [1]). Все минералы белые, в тонких пластинках бесцветные, с высокими показателями преломления ($n = 1{,}6 \div 1{,}7$) и сильным двупреломлением. Тв. ~ 5. Уд. в. $\sim 3{,}5$ (у виллемита — 4,1). Главные линии на рентгенограмме для виллемита: 2,844(8) — 2,632(9) — 2,323(8) — 1,849(8) — 1,423(10) — 1,340(6).

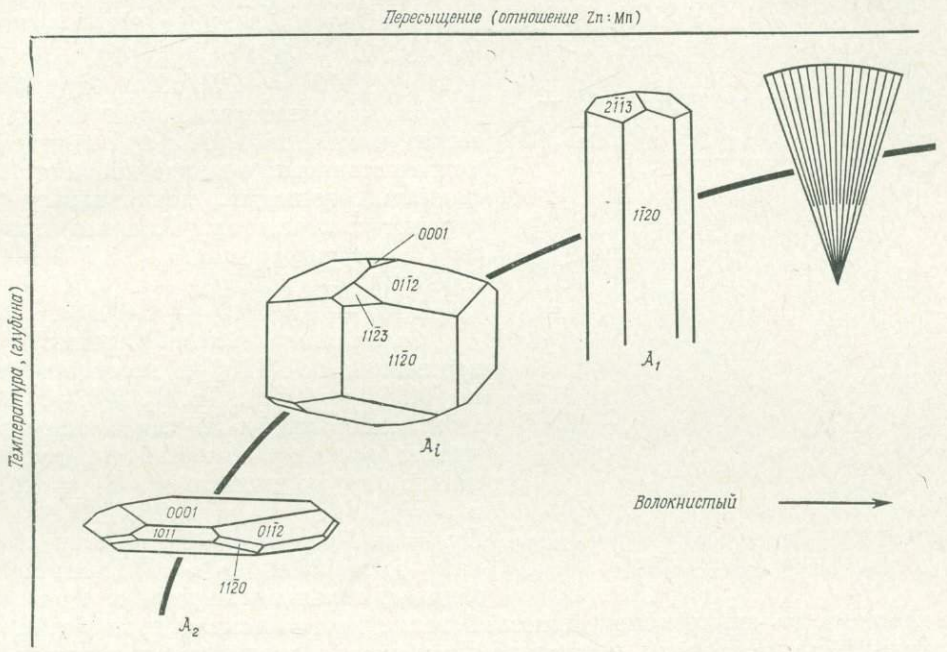
Виллемит Zn_2SiO_4. Назван в честь голландского короля Вильяма. Содержит 73,0% ZnO и 27,0% SiO_2. Часто присутствуют значительные количества Mn вместе с Fe и Mg; в этом случае он известен как *трустит*.

Кристаллографическая характеристика. Ромбоэдрический в. с. $R\bar{3}$, $a_0 = 13{,}94$ Å, $c_0 = 9{,}31$ Å, $Z = 18$. Виллемит изоструктурен с фенакитом;

[1] Доматический класс, или вид симметрии; в наших учебниках употребляется другое название этого класса — диэдрический безосный.— *Прим. перев.*

тетраэдры ZnO_4 и SiO_4 соединены общими вершинами в виде цепочек, вытянутых параллельно оси *c*. Морфологически виллемит также похож на фенакит, но в отличие от последнего его кристаллы часто ограничиваются развитием формы {0001} (фиг. 303).

Физические свойства. Спайность по {0001} и {11$\bar{2}$0} ясная в противоположность фенакиту, у которого менее ясная спайность по {11$\bar{2}$0} и {10$\bar{1}$1}. Это объясняется, по-видимому, участием в составе обоих минералов различных катионов и химическими связями. Тв. 5,5. Уд. в. 3,9—4,2. Цвет виллемита



Ф и г. 303. Кристаллогенетическая диаграмма виллемита.

изменяется от белого до зеленого или красновато-коричневого. Минерал оптически положительный. $n_o = 1{,}691$, $n_l = 1{,}719$. Некоторые разновидности обладают сильной люминесценцией в ультрафиолетовых лучах.

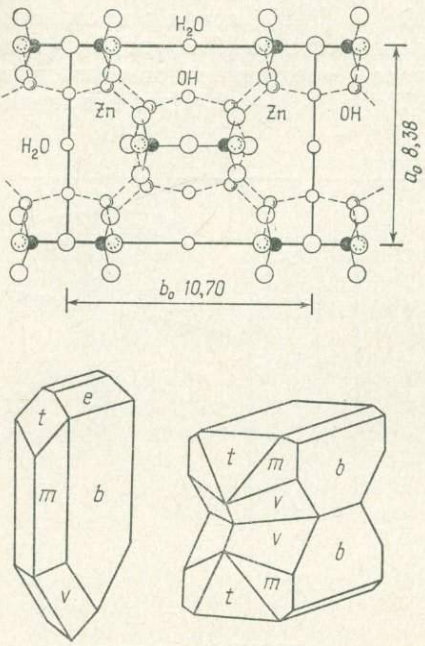
Нахождение. Виллемит установлен как контактово-метаморфический минерал в месторождениях Франклин и Стерлинг-Хилл в Нью-Джерси, США. Прежде считался экзогенного происхождения, за счет окисления первичных цинковых руд. Экспериментально полученная в гипогенных условиях кристаллогенетическая диаграмма представлена на фиг. 303.

Гемиморфит $Zn_4Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$. Назван в связи с его гемиморфными кристаллами. Синоним: *каламин*, это название употребляется также для обозначения смитсонита [1] $ZnCO_3$. Содержит 67,49% ZnO, 25,01% SiO_2 и 7,50% H_2O; обычны примеси Pb, Fe, Ca и др.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-пирамидальный в. с. $Imm\,2$, $a_0 = 8{,}38$ Å, $b_0 = 10{,}70$ Å, $c_0 = 5{,}11$ Å, $Z = 4$. Кристаллы отчетливо гемиморфны благодаря полярной симметрии структуры (фиг. 304). Структура минерала представлена сдвоенными кремнекислородными тетраэдрами $[Si_2O_7]$ с одной общей вершиной, направленными вдоль оси *c*. Атомы цинка

[1] Название «гемиморфит» принято в иностранной литературе в связи с тем, что каламином часто называют смитсонит. В нашей литературе чаще употребляется каламин, а для обозначения смеси смитсонита и каламина используется название «галмей».— *Прим. перев.*

находятся в тетраэдрической координации, располагаясь между тремя кислородами кремнекислородных тетраэдров и одним гидроксилом. Молекулы воды размещаются в каналах структуры параллельно плоскости {110}, чем и обусловлена совершенная спайность минерала вдоль этого направления. Кристаллы обычно пластинчатые с развитием следующих форм: *b* {010}, *a* {100}, *c* {001}, *m* {110}, *t* {301}, *e* {011} и *v* {121}. {110} ∧ {1$\bar{1}$0} = 76°09′, {301} ∧ {001} = 61°20′, {121} ∧ {001} = = 48°35′, {121} ∧ {010} = 50°47′, {121} ∧ {110} = 44°59′. Моноэдр наблюдается на аналогичном полюсе. Двойники часты по {001}. Гемиморфит встречается также в виде волокнистых, радиальнолучистых, почковидных или зернистых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 3,276(10) — 3,080(10) — 2,395(9) — 1,517(9) — 1,442(10) — 1,384(10) — 1,302(8).



Фиг. 304. Структура и форма кристаллов гемиморфита.

Физические свойства. Спайность совершенная по {110} и несовершенная по {101} и {001}. Тв. 5. Уд. в. 3,45. Цвет минерала белый или бесцветный, иногда за счет примесей синевато-зеленый или коричневатый. $n_g = 1{,}636$, $n_m = 1{,}617$, $n_p = 1{,}614$, $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$, $(+)2V = 46°$ с сильной дисперсией $r > v$. Гемиморфит обладает сильными пироэлектрическими свойствами на аналогичном полюсе, богатом доматическими гранями; антилогичный полюс обычно прикреплен к субстрату окончаниями кристаллов.

Нахождение. Гемиморфит — продукт выветривания первичных сульфидов цинка (сфалерит). По данным Роя и Мумптона, верхним пределом устойчивости минерала является температура 250°, выше которой он превращается в виллемит.

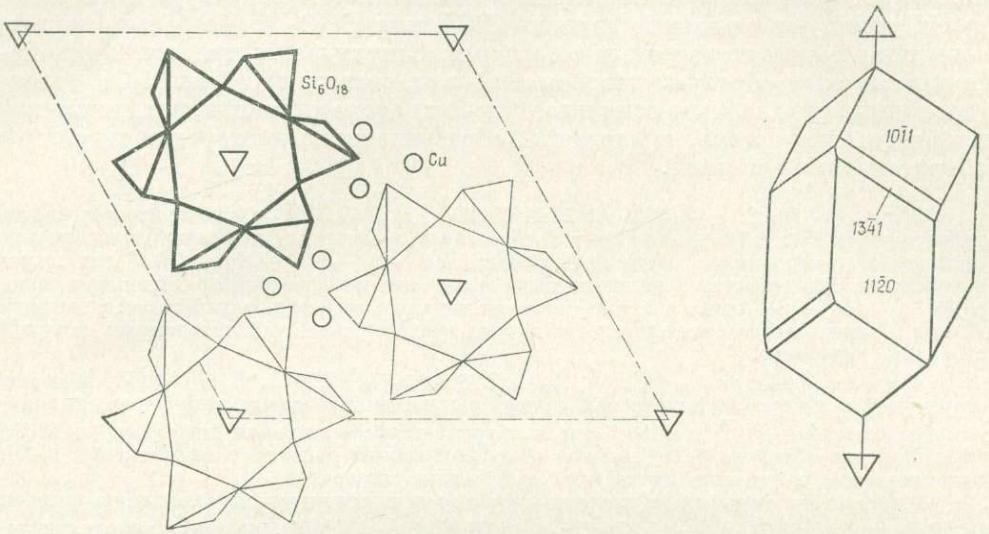
2. Группа диоптаза

Группа представлена медьсодержащими силикатами, из которых наиболее важное значение имеет только один — *диоптаз* $Cu_6Si_6O_{28} \cdot 6H_2O$. К этой группе относятся также *ахоит* $Al_2Cu_6Si_{10}O_{29} \cdot 5{,}5H_2O$, *папагоит* $(Ca, Cu, Al)Si_2O_6(OH)_3$ — оба моноклинные, и коллоидальный до метаколлоидального силикат меди $CuSiO_3 \cdot nH_2O$, называемый *хризоколлой*; при частичной дегидратации хризоколлы образуются минералы с близким к ней составом $3CuSiO_3 \cdot H_2O$ (*планшеит*) и $2CuSiO_3 \cdot H_2O$ (*шаттукит*) ромбической сингонии. Главные линии на рентгенограммах:

Ахоит 12,4(10) — 6,19(1) — 4,12(1) — 3,34(3) — 3,09(1)
Папагоит 4,29(9) — 3,44(8) — 2,874(10) — 2,795(8) — 2,204(9) — 1,667(7)
Шаттукит 4,95(7) — 4,43(10) — 3,50(7) — 3,31(8) — 2,36(6)

Диоптаз $Cu_6Si_6O_{18} \cdot 6H_2O$. Назван так потому, что плоскости спайности могут наблюдаться сквозь кристаллы. [Диоптаз происходит от греческих слов «диа»— сквозь, «оптазиа» — видение.— *Перев.*]. Содержит 50,40% CuO, 38,16% SiO_2 и 11,44% H_2O, примеси Fe, Al, Ca и Mg.

Кристаллографическая характеристика. Ромбоэдрический в. с. $R\bar{3}$, $a_0 = 14{,}66$ Å, $c_0 = 7{,}83$ Å, $Z = 1$. Структура диоптаза состоит из колец $[Si_6O_{18}]$, в каналах размещаются молекулы воды и атомы меди, связывающие



Фиг. 305. Структурная схема и кристаллографическая форма диоптаза (по Хейде и Болл-Дорнбергеру).

кремнекислородные кольца. Кристаллы обычно короткопризматические (фиг. 305), с наиболее развитыми формами: a {11$\bar{2}$0}, r {10$\bar{1}$1}, s {02$\bar{2}$1} и i {20$\bar{2}$1}. {10$\bar{1}$1} $\wedge$ {1$\bar{1}$01} = 54°05′. Главные линии на рентгенограмме: 7,5(10) — 4,16(6) — 2,62(8) — 2,14(6) — 2,05(6) — 1,72(6).

Физические свойства. Спайность совершенная по {10$\bar{1}$1}. Тв. 5. Уд. в. 3,28—3,35. Цвет зеленый, синевато-зеленый. $n_o = 1{,}644 \div 1{,}658$, $n_e = 1{,}697 \div 1{,}709$. Одноосный, оптически положительный, иногда двуосный. Кривая ДТА имеет три эндотермических пика (558, 896 и 1046° С).

Нахождение. Диоптаз — типичный продукт выветривания сульфидов меди, однако чаще при этом образуется хризоколла в виде голубых или голубовато-зеленых колломорфных выделений.

3. *Группа меланотекита — барисилита*

К этой группе относятся свинец- и барийсодержащие силикаты:

		Уд. в.	n_m (n_0)
Меланотекит	$Pb_2Fe_2[O_2\|Si_2O_7]$	5,7	2,17
Кентролит	$Pb_2Mn_2[O_2\|Si_2O_7]$	6,2	2,20
Ларсенит	$PbZnSiO_4$	5,90	1,95
Эсперит	$(Ca, Pb)ZnSiO_4$	4,28	1,77
Барисилит	$Pb_3Si_2O_7$	6,7	2,03
Молибдофиллит	$Pb_2Mg_2Si_2O_7(OH)_2$	4,7	1,815
Ганомалит	$Pb_6Ca_4[(OH)_2\|(Si_2O_7)_3]$	5,6	1,910
Назонит	$Pb_6Ca_4[Cl_2\|(Si_2O_7)_3]$	5,43	1,917
Ягоит	$Pb_6Fe_2[(Si_2O_7)_3Cl_2]$	5,43	2,0
Аламозит	$PbSiO_3$	6,5	1,961
Маргаросанит	$Pb(Ca, Mn)_2Si_3O_9$	4,39	1,713
Реблингит	$(Ca, Mn, Sr)_7Pb_2(SiO_3)_5(SiO_4)_2 \cdot 5H_2O$	3,43	1,64
Гиалотекит	$(Pb, Ca, Ba)_4BSi_6O_{17}(F, OH)$	3,81	1,963
Эриксонит	$BaMn_2Fe(Si_2O_7)(O, OH)$	4,21	1,833
Джосмитит	$PbCa_2FeMg_4(Si_2O_6)_2(SiO_4)_2(OH)$	—	—

Минералы первой подгруппы, за исключением моноклинного эсперита ($P2_1/n$), — ромбические (меланотекит и кентролит имеют $C222_1$); второй — тригональные; аламозит моноклинный ($P2/n$), маргаросанит — триклинный; симметрия реблингита и гиалотекита неизвестна. В структуре этих минералов участвуют отдельные группы $[SiO_4]$ или $[Si_2O_7]$ либо более сложные сочетания кремнекислородных тетраэдров. Структура кентролита и меланотекита, которые образуют непрерывный ряд, состоит из групп Si_2O_7, ориентированных параллельно оси *c* и соединенных атомами свинца, находящимися в координации восемь, и марганца, образующими с кислородом тетраэдры и тригональные призмы.

Ларсенит ($Pna2$, $a_0 = 8{,}24$ Å, $b_0 = 18{,}96$ Å, $c_0 = 5{,}06$ Å) характеризуется структурой, представленной сеткой из Zn- и Si-тетраэдров, имеющих общие вершины и образующих двойные цепочки из пятичленных колец Zn — Si — Zn — Si — Zn. Сетки лежат в плоскости *ab*, вытянуты в направлении *a* и связаны между собой трехчленными кольцами Zn — Zn — Si. Атомы свинца заполняют каналы в тетраэдрической сетке; некоторые из них, будучи связаны ковалентно, образуют трехсторонние или искаженные четырехсторонние пирамиды.

Аламозит ($P2/n$, $a_0 = 11{,}23$ Å, $b_0 = 7{,}08$ Å, $c_0 = 12{,}26$ Å, $\beta = 113°15'$) обладает структурой с зигзагообразными цепочками из кремнекислородных тетраэдров, вытянутыми параллельно $[10\bar{1}]$ и (010), чем и объясняется совершенная спайность по (010). Атомы свинца образуют непрерывную спиралеобразную цепочку в направлении [010], соответственно удлинению игольчатых кристаллов минерала.

Джосмитит напоминает роговую обманку и в структурном отношении подобен ей ($P2/a$, $a_0 = 9{,}88$ Å, $b_0 = 17{,}87$ Å, $c_0 = 5{,}28$ Å, $\beta = 105°40'$), но имеет цепочки пироксенового типа Si_2O_6 и тетраэдры SiO_4 в виде островов.

Совершенная спайность в одном направлении обнаруживается у молибдофиллита (0001), ягоита (0001), аламозита (010) и маргаросанита (010). Меланотекит и кентролит черные до красновато-коричневого, ягоит — желтовато-зеленый; остальные минералы — белые или бесцветные. Все имеют высокие показатели преломления и среднее до очень сильного двупреломление (0,02—0,20), кроме гиалотекита ($Ng - Np = 0{,}003$). Тв. ~ 3, выше для кентролита (5), меланотекита (6,5), гиалотекита (5,5) и аламозита (4,5). Главные линии на рентгенограмме для ягоита: 4,16(5) — 3,40(10) — 2,99(5) — 2,80(8) — 2,50(4) — 1,553(3).

Минералы этой группы почти исключительно контактово-метасоматического происхождения, встречающиеся в типичном парагенезисе в хорошо известных месторождениях Лонгбан, Швеция, и Франклин, США.

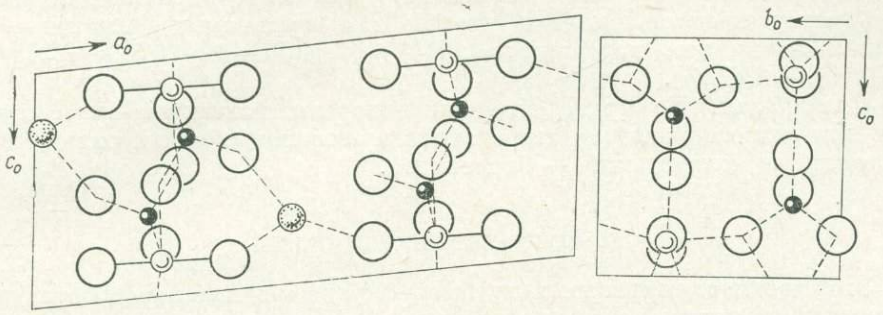
4. Группа уранофана

В эту группу включены вторичные урановые минералы:

		Уд. в.	n_m
Коффинит	$USiO_4(OH)_4$	?	?
Соддиит	$(UO_2)_5(SiO_4)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$	4,63	1,685
Уранофан	$Ca(H_3O)_2U_2O_4(SiO_4) \cdot 3H_2O$	3,95	1,666
Хейвиит	$CaU_2O_4Si_6O_{15} \cdot 5H_2O$	3,35	1,575
Са-урсилит	$Ca_2U_2O_4Si_5O_{14} \cdot 9H_2O$	3,03	1,552
Mg-урсилит	$Mg_2U_2O_4Si_5O_{14} \cdot 9H_2O$	3,25	1,547
Склодовскит	$MgU_2O_4Si_2O_7 \cdot 6H_2O$	3,64	1,635
Купросклодовскит	$CuU_2O_4Si_2O_7 \cdot 6H_2O$	3,5	1,667
Уиксит	$K_2U_2O_4Si_6O_{15} \cdot 4H_2O$	4,1	1,603
Болтвудит	$K_2U_2O_4Si_2O_6(OH)_2 \cdot 5H_2O$	3,6	1,696
Казолит	$PbUO_2SiO_4 \cdot H_2O$	5,83	1,91
Орлит	$Pb_3U_3O_6Si_4O_{14} \cdot 6H_2O$	5,31	1,788

С уранофаном диморфен β-уранотил. Коффинит изоструктурен с торитом $ThSiO_4$, а соддиит — с ромбической серой (*Fddd*), отсюда сходство их габитуса (см. фиг. 78). Остальные представители этой группы — моноклинные, встречаются почти всегда в виде волокнистых или игольчатых агрегатов

с совершенной пинакоидальной спайностью. Структура уранофана, наиболее широко распространенного минерала группы, состоит из слоев состава $[(UO_2)_2(SiO_4)_2]^{4-}$, простирающихся параллельно {100} (фиг. 306). Слои связываются друг с другом атомами кальция и молекулами воды. Каждый атом урана окружен семью кислородами, два из которых составляют линейный уранильный ион с U — O = 1,91 Å, а другие пять (из группы SiO_4) находятся в плоскости, перпендикулярной оси уранильного иона. Пять молекул воды или ионы гидрония и три кислорода в слое окружают ионы



Фиг. 306. Структура уранофана в проекции {010} и {100} (по Смиту, Грюнеру и Липскому).

кальция, составляя полную восьмерную координацию. Кристаллы уранофана всегда волокнистые с удлинением в направлении оси *b*. Структура обусловливает совершенную спайность по {100} в минерале. Все минералы группы желтого или зеленовато-желтого цвета, кроме коффинита, который имеет черную окраску; обладают отчетливым плеохроизмом, довольно мягкие (тв. ~ 3 у уранофана и 4—5 у казолита); оптически отрицательны, за исключением казолита с положительным оптическим характером. Главные линии на рентгенограммах:

Коффинит 4,67(9) — 3,51(10) — 2,665(9) — 2,189(8) — 2,002(7) — 1,183(9)
Соддиит 6,28(9) — 4,57(10) — 3,36(9) — 2,73(8) — 2,49(8) — 1,867(6)
Уранофан 7,89(10) — 4,78(8) — 3,948(10) — 3,200(8) — 2,981(9) — 2,898(9)
β-уранотил 7,49(10) — 5,04(8) — 4,53(8) — 3,83(9) — 3,51(8) — 2,80(9)
Хейвиит 9,26(10) — 9,14(10) — 4,56(6) — 4,53(8) — 4,42(6) — 4,41(5)
Са-урсилит 4,56(9) — 3,37(10) — 3,02(10) — 1,828(9) — 1,562(8) — 1,120(9)
Mg-урсилит 4,98(10) — 4,58(8) — 3,87(8) — 3,06(10) — 2,30(9) — 2,07(9)
Склодовскит 8,42(10) — 4,19(8) — 4,00(5) — 3,52(6) — 3,27(7) — 3,00(6)
Купросклодовскит 8,18(10) — 4,82(7) — 4,09(9) — 3,52(6) — 2,97(8) — 2,21(6)
Уиксит 8,98(8) — 7,11(10) — 5,57(9) — 3,55(7) — 3,30(7) — 2,91(6)
Болтвудит 6,81(10) — 3,53(7) — 3,39(8) — 2,94(8) — 2,89(6)
Казолит 3,19(10) — 2,866(10) — 1,728(10) — 1,668(8) — 1,452(6) — 1,321(6)
Орлит 6,36(5) — 3,23(10) — 2,897(4) — 1,967(5) — 1,849(5) — 1,678(7)

Эти минералы по происхождению представляют собой типичные продукты выветривания урансодержащих месторождений, главными из которых являются Шинколобве и Касоло в Катанге.

5. *Группа бисмутоферрита*

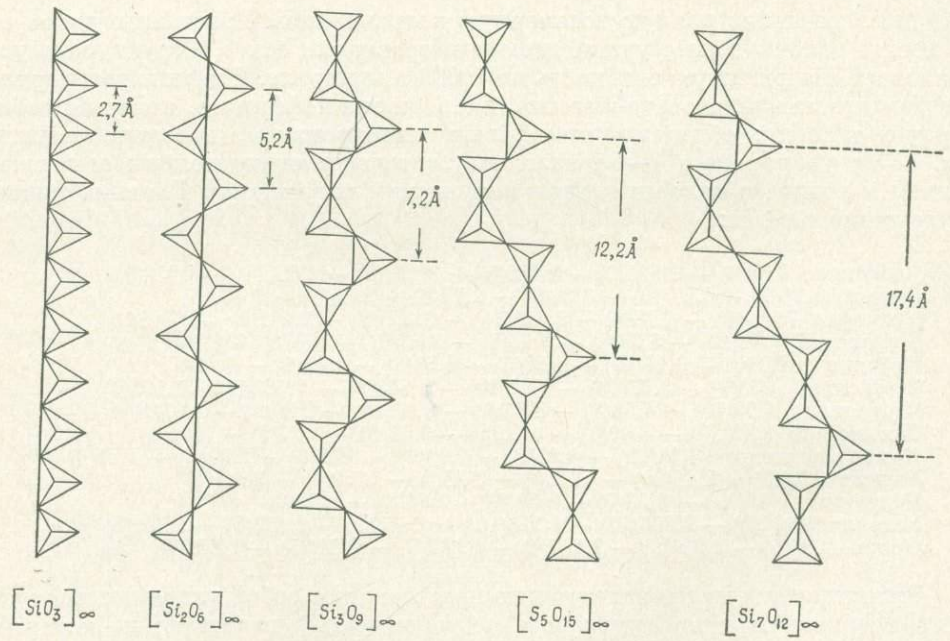
Объединяет силикаты, в состав которых входят полуметаллы, а именно: *эвлитин* $Bi_4(SiO_4)_3$, *бисмутоферрит* $BiFe_2(SiO_4)_2(OH)$, *чапманит* $SbFe_2(SiO_4)_2(OH)$, *иетманит* $(Mn, Zn)_{16}Sb_2Si_4O_{29}$, *парвелит* $Mn_{18}Sb_4As_6Si_3O_{45}$, *лонгбанит* $(Fe, Mn)_4(Sb, Mn)_3SiO_2$, *катоптрит* $Mn_{14}Sb_2(Al, Fe)_4Si_2O_{29}$, *диксенит* $Mn_5As_2SiO_{10}\cdot H_2O$ и *макговернит* $Mn_9Mg_4Zn_2As_2Si_2O_{17}(OH)_{14}$.

Эвлитин относится к гексатетраэдрическому в. с. $I\bar{4}3d$, в структурном отношении может рассматриваться как аналог кварца. Бисмутоферрит и чапманит — ромбические, изоструктурны; главные линии на рентгенограммах соответственно: 7,63(10) — 3,87(10) — 3,58(4) — 3,18(5) — 2,90(7) — 2,59(4) и 7,63(10) — 3,88(9) — 3,58(10) — 3,19(9) — 2,90(7) — 2,59(7). Катоптрит и парвелит — моноклинные, иетманит — триклинный, остальные минералы имеют гексагональную симметрию. Все минералы зеленые, коричневые и черные с высокими показателями преломления (1,8—2,4) и сильным двупреломлением. Тв. 4—6. Уд. в. $\sim$ 4,5, более высокий для висмутсодержащих представителей и низкий для сурьмяных (эвлитин — 6,1). Главные линии для парвелита: 9,65(4) — 4,84(5) — 3,411(5) — 2,915(9) — 2,734(10) — 2,422(4).

Нахождение. По происхождению минералы контактово-метасоматические или гидротермальные, встречаются в ассоциации с минералами групп виллемита и меланотекита — барисилита.

Б. ЦЕПОЧЕЧНЫЕ СИЛИКАТЫ

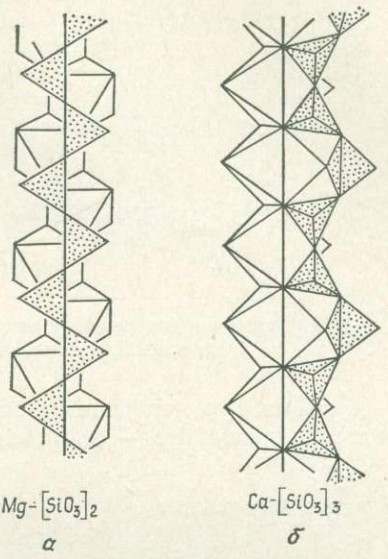
Этот подкласс силикатов включает в себя важнейшие породообразующие минералы, структура которых состоит из простых или двойных непрерывных цепочек кремнекислородных тетраэдров. Простые цепочки метасиликатного типа и могут быть с одно-, двух-, трех-, пяти- или семикратными периодами



Ф и г. 307. Простые метасиликатные цепочки с одно-, дву-, трех-, четырех- и семикратным периодами идентичности.

идентичности (фиг. 307). Примером могут служить $Cu[CeO_3]$, пироксен (энстатит) $Mg_2[SiO_3]_2$, волластонит $Ca_3[SiO_3]_3$, родонит $Mn_5[SiO_3]_5$ и пироксмангит $(Mn, Fe)_7[SiO_3]_7$. На фиг. 308 показано влияние размера катионов на простую цепочку, типичную для большинства важнейших пироксенов, и цепочку волластонитового типа (пироксеноид).

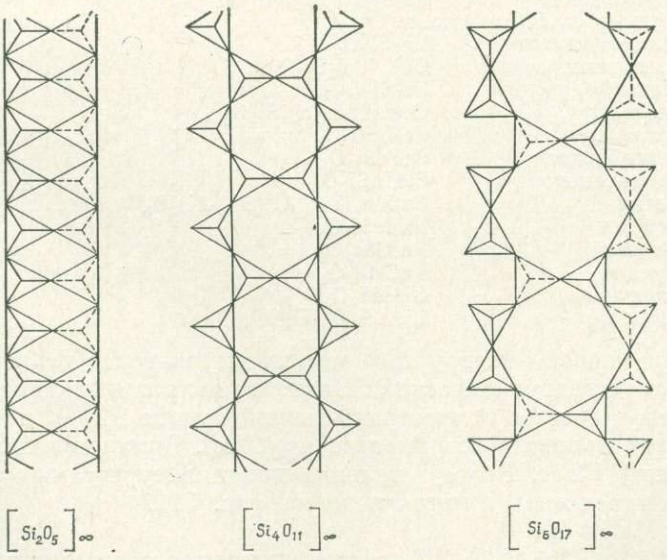
Двойные цепочки получаются путем конденсации соответственных простых цепочек (фиг. 309). Минералы с различными типами двойных цепочек представлены силлиманитом (с чередованием атомов кремния и алюминия



Ф и г. 308. Пироксеновая цепочка, приведенная в зигзагообразную цепочку Mg-октаэдрами (*а*) и волластонитовая (пироксеноид) цепочка, преобразованная в прямолинейную Ca-октаэдрами (*б*).

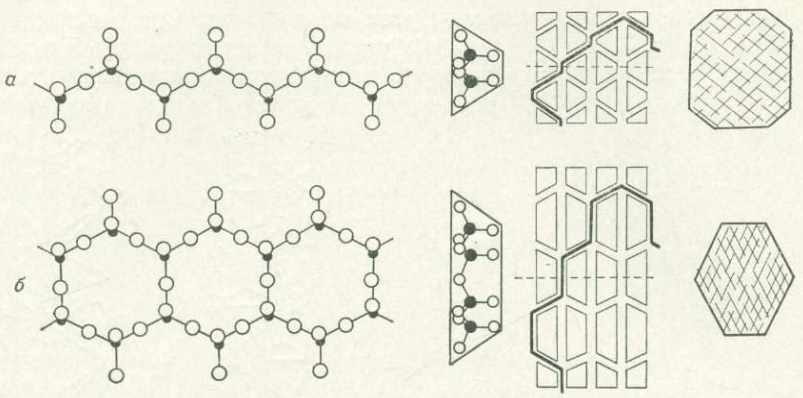
в цепочке), амфиболами, ксонотлитом и инезитом соответственно с одно-, дву-, трех- и пятикратными периодами идентичности.

Направление осей цепочки, как правило, совпадает с осью *с* кристаллов этих минералов, имеющих низшую симметрию (ромбическая, моноклинная



Ф и г. 309. Двойные цепочки силлиманитового $[(Si, Al)_2O_5]$, амфиболового $[Si_4O_{11}]$ и ксонотлитового типа $[Si_6O_{17}]$.

или триклинная). Вследствие цепочечной структуры минералы этого подкласса обычно призматические, игольчатые или волокнистые; спайность у них проявлена вдоль кремнекислородных цепочек (фиг. 310).



Фиг. 310. Типичная спайность у пироксенов (*а*) и амфиболов (*б*), связанная с простыми и двойными кремнекислородными цепочками.

К подклассу цепочечных силикатов относятся пироксены, амфиболы, группы волластонита — ксонотлита и палыгорскита — сепиолита.

1. Группа пироксенов

Название «пироксены» (дано ошибочно по предположению, что эти минералы чужды магматическим образованиям [1]) объединяет следующие изодиморфные минералы с общей формулой $R_2[Si_2O_6]$:

а. Ромбические (ортопироксены)

Энстатит	$Mg_2Si_2O_6$
Гиперстен	$(Mg, Fe)_2Si_2O_6$
Ферросилит	$Fe_2Si_2O_6$

б. Моноклинные (клинопироксены)

Клиноэнстатит	$Mg_2Si_2O_6$
Клиногиперстен	$(Mg, Fe)_2Si_2O_6$
Клиноферросилит	$Fe_2Si_2O_6$
Пижонит	$(Mg, Fe, Ca)_2Si_2O_6$
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$
Геденбергит	$CaFeSi_2O_6$
Иогансенит	$CaMnSi_2O_6$
Авгит	$Ca(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$
Эгирин	$NaFeSi_2O_6$
Жадеит	$NaAlSi_2O_6$
Уреиит	$NaCrSi_2O_6$
Сподумен	$LiAlSi_2O_6$
Бикитаит [2]	$LiAlSi_2O_6 \cdot H_2O$

Минералы первой подгруппы рентгенометрически также относятся к моноклинным (псевдоромбические). Бикитаит является исключением по содержанию воды в составе и пространственной группе $P2_1/m$, которая отличается от других моноклинных пироксенов ($C2/c$). Пижонит имеет пространственную группу $P2_1/c$. Более детальная номенклатура самых распространенных клинопироксенов представлена на фиг. 311.

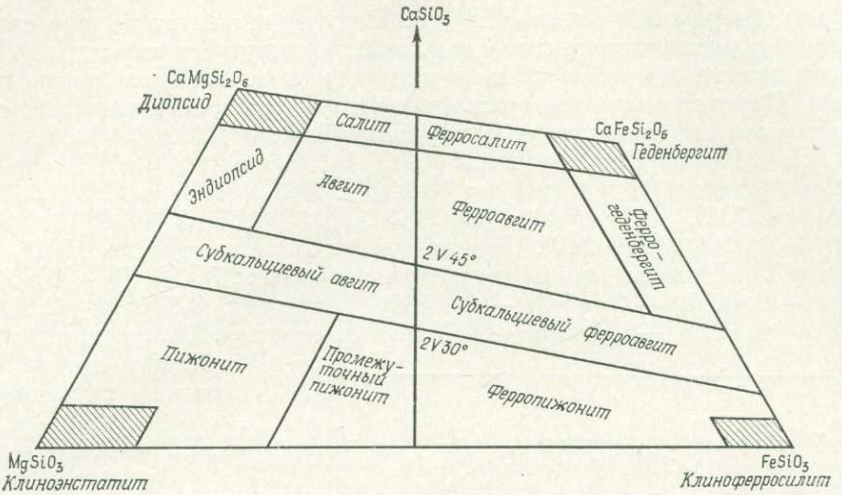
Энстатит $Mg_2Si_2O_6$.

Гиперстен $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$. Названия минералов соответствуют их тугоплавкости и крепости [энстатит — от греческого слова «энстатес»— противный, из-за его тугоплавкости; гиперстен — от греческих слов «гипер»

---

[1] Название «пироксены» происходит от греческих слов «пир»— огонь и «ксенос»— чужой.— *Прим. перев.*

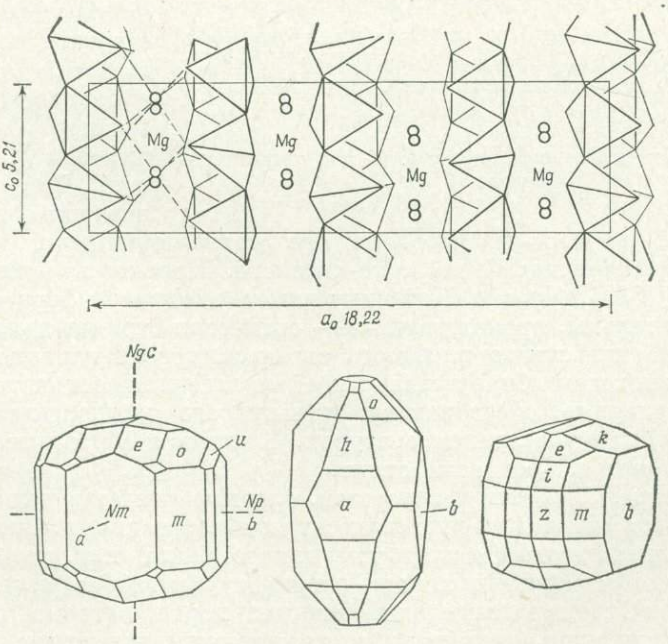
[2] В нашей литературе бикитаит рассматривается в подклассе каркасных алюмосиликатов.— *Прим. перев.*



Фиг. 311. Номенклатура клинопироксенов в системе $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ — $CaFeSi_2O_6$ — $FeSiO_3$ (по Польдерварту).

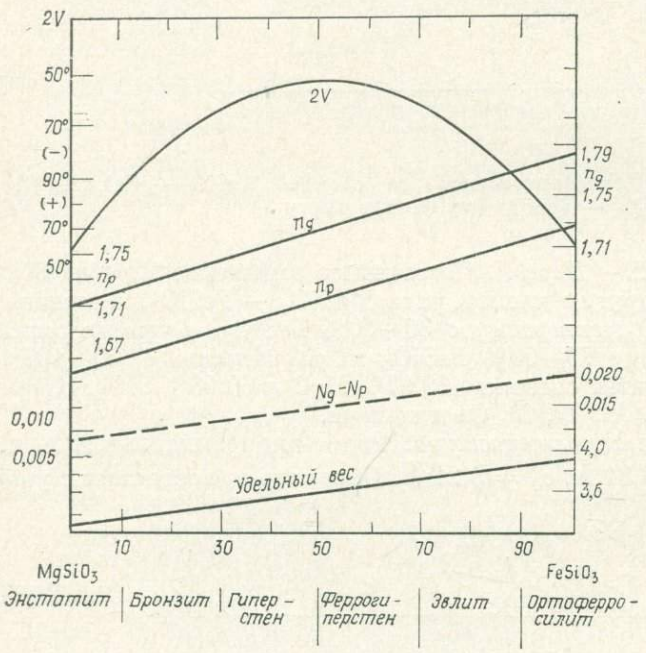
и «стенос»— очень крепкий.— *Перев.*]. Постепенное замещение Mg^{2+} на Fe^{2+} в энстатите дает начало другим членам ряда $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$, а именно: *бронзит* с 10—30% $FeSiO_3$, *гиперстен* с 30—50% $FeSiO_3$, *феррогиперстен* с 50—70% $FeSiO_3$, *эулит* с 70—90% $FeSiO_3$ и *ферросилит* с 90—100% $FeSiO_3$. Теоретически энстатит содержит 39,97% MgO и 60,03% SiO_2. Кроме Fe^{2+}, содержит Mn^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti, Cr, Ca и щелочи.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pbca*, $a_0 = 18{,}22$ Å, $b_0 = 8{,}81$ Å, $c_0 = 5{,}21$ Å. Параметр b_0 возрастает с уве-



Фиг. 312. Структурная схема и форма кристаллов энстатита.

личением содержания железа, Z = 8. Структура энстатита представлена простыми кремнекислородными цепочками, вытянутыми параллельно оси *c* и связанными между собой атомами магния (железа) в октаэдрической координации. Кристаллы короткопризматические по оси *c*, богаты простыми формами, из которых наиболее развиты следующие: *a* {100}, *b* {010}, *c* {001}, *m* {110}, *z* {210}, *n* {120}, *t* {011}, *h* {014}, *l* {012}, *o* {111}, *u* {232}, *p* {121}, *e* {212}, *i* {211}, (110) ∧ (1$\bar{1}$0) = 88°20′, (120) ∧ (010) = 27°14′, (210) ∧ ∧ (010) = 64°05′, (011) ∧ (010) = 60°19′, (111) ∧ (001) = 39°17′, (111) ∧ ∧ (100) = 62°59′ (фиг. 312). Редкие двойники известны по (101), (014), (203) и (403). Главные линии на рентгенограммах: 3,158(10) — 2,864(7) — 2,526(6) — 2,472(6) — 2,105(6) — 1,483(6) (энстатит); 3,20(10) — 2,890(8) — 1,599(6) — 1,486(8) — 1,389(6) — 1,304(5) (гиперстен). Клиноэнстатит имеет главные линии одинаковой интенсивности: 3,149 — 2,859 — 1,519 — 1,482 — 1,468 — 1,374.



Фиг. 313. Изменение оптических свойств ортопироксенов.

Физические свойства. Спайность по {110} ясная, плоскости спайности пересекаются под углом 88°, неясная спайность по {010}, редко по {100}. Частично измененные энстатиты и бронзиты, называемые *баститом* по местности в горах Саксонии, имеют более ясную спайность по {010}, чем по {110}. Тв. 5—6. Уд. в. от 3,15 (для энстатита) до 3,9 (для ферросилита). Цвет серовато-белый до серого для бедных железом и коричнево-желтый до зеленого для богатых железом разновидностей. Гиперстен отчетливо плеохроичен: по *Ng* ярко-зеленый до серо-зеленого, по *Nm* желто-коричневый до красного, по *Np* красно-коричневый до ярко-красного. Плоскость оптических осей параллельна {010}, *Ng* = *c*. Конечные члены (энстатит и ферросилит) оптически положительны, промежуточные — оптически отрицательны (фиг. 313). У некоторых гиперстенов плоскость оптических осей параллельна {001}. Часто ортопироксены обнаруживают графические и пластинчатые прорастания, обусловленные обособлением кальциевого компонента (пижонитовая молекула) при низких температурах. Благодаря обильным включениям бронзит приобретает бронзовый отлив.

Нахождение. Энстатит и гиперстен, главные представители ортопироксенов, являются типичными магматическими образованиями. Они составляют самостоятельные породы (энстатититы, гиперстениты) или входят в состав ультраосновных и основных пород — перидотитов, габбро, базальтов, андезитов и др. Ортопироксены изверженных пород, которые затвердевают на больших глубинах, как правило, неоднородны вследствие обособлений пижонита. Последний устойчив при высокой температуре (1100°); понижение температуры ведет к превращению его в ортопироксен с графической

или пластинчатой структурой. Однако пижонит в присутствии летучих веществ устойчив при любой температуре, тогда как ортопироксены в подобных условиях не устойчивы. Иногда энстатит образуется при метасоматических процессах в известняках. К месторождениям такого типа принадлежит Телемаркен в Норвегии, где обнаружены кристаллы энстатита размером до 40 *см* в длину.

Под действием гидротермальных растворов энстатит и бронзит превращаются в серпентин (*бастит*). *Спадаит* $MgSiO_3 \cdot 2H_2O$, найденный в лавах вместе с волластонитом, соответствует гидратированному энстатиту. Он имеет низкие показатели преломления ($n_g = 1{,}545$, $n_m = 1{,}525$, $n_p = 1{,}521$), низкую твердость (2,5) и удельный вес (2,2). При температуре выше 1100° энстатит переходит сначала в клиноэнстатит, а затем (1557°) распадается на форстерит и кристобалит.

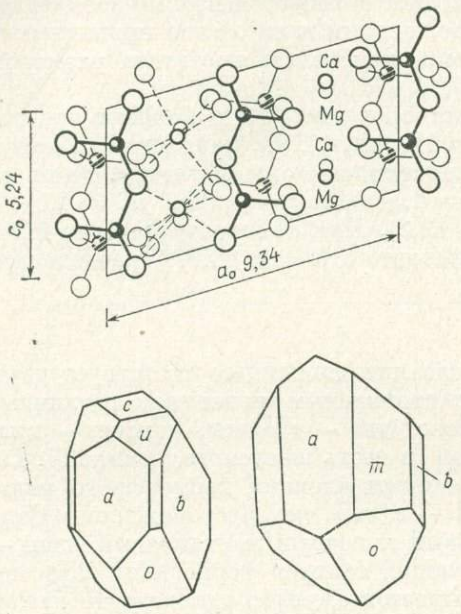
Диопсид $CaMgSi_2O_6$.

Геденбергит $CaFeSi_2O_6$.

Авгит $Ca(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$. Название диопсид соответствует двум морфологическим разновидностям, рассматриваемым ранее как различные минералы [диопсид — от греческих слов: «ди» — дважды, «опсис» — вид, появление.— *Перев.*]. Геденбергит назван в честь шведского химика Л. Геденберга. Оба минерала являются конечными членами изоморфного ряда, промежуточные представители которых — *салит* (из месторождения Сала в Швеции) и *ферросалит*. Дополнительный конечный марганцевый член — *иогансенит* $CaMnSi_2O_6$. Марганецсодержащий салит и ферросалит известны как *шефферит*, а цинксодержащий называется *джефферсонитом*. К разновидностям относятся также мангангеденбергит, хромгеденбергит (до 3% Cr_2O_3), *лавровит* с содержанием ванадия и примесью хрома, *омфацит* — зеленый диопсид с содержанием 5—11% Al_2O_3 и щелочей до 6% (главным образом Na_2O), *фассаит* — омфацит с меньшим содержанием глинозема и *мансоит* — с некоторым количеством фтора. *Авгит* — название происходит от греческого слова, обозначающего блеск, который нередко наблюдается на гранях его кристаллов. *Эгирин-авгит* — промежуточный член эгирина, *ферроавгит* — богатая железом разновидность, *титанавгит* содержит TiO_2 (до 5%), *фёдоровит* — промежуточный член между эгирин-авгитом и авгитом, *хромавгит* имеет до 3% Cr_2O_3. *Урбанит* аналогичен эгирин-авгиту, но без алюминия, *лейкоавгит* беден железом и др. Пижонит может рассматриваться как промежуточный между авгитом и клиноэнстатитом. Диопсид теоретически содержит 18,51% MgO, 25,93% CaO и 55,56% SiO_2; геденбергит 29,43% FeO, 22,18% CaO и 48,39% SiO_2. В разновидностях, упомянутых выше, постоянно присутствует некоторое количество Al, Fe^{3+}, Ti, Mn, Zn, Na и других катионов.

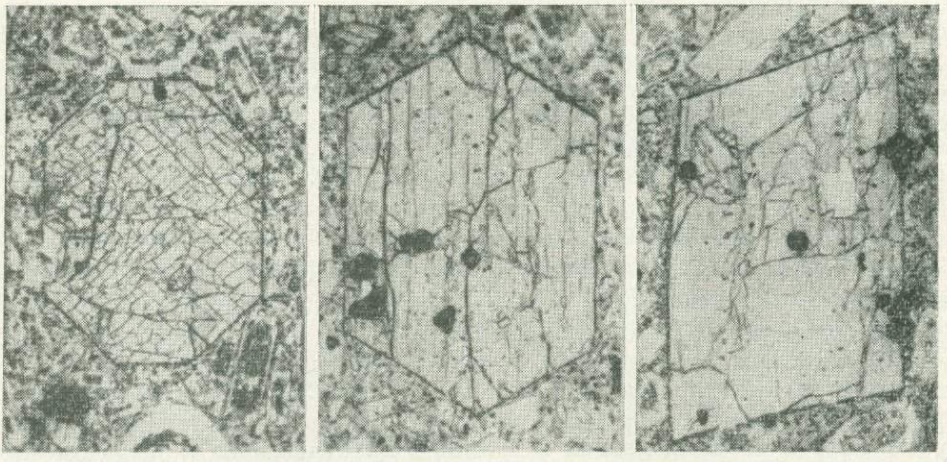
Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/c$, a_0 равно 9,73 (диопсид), 9,85 (геденбергит), 9,83 Å (иогансенит), b_0 равно 8,91 (диопсид), 9,02 (геденбергит), 9,04 Å (иогансенит), c_0 равно 5,25 (диопсид), 5,26 (геденбергит), 5,27 Å (иогансенит); β равно 105°50′ (диопсид), 104°20′ (геденбергит), 105° (иогансенит), $Z = 4$. Структура диопсида (как типичная структура клинопироксенов) показана на фиг. 314. Простые цепочки из кремнекислородных тетраэдров вытянуты параллельно оси c и связаны друг с другом атомами магния и кальция, находящимися в октаэдрической координации по отношению к атомам кислорода. Два дополнительных кислорода, прикрепленные к каждому атому кальция, находятся на несколько большем расстоянии. Цепочечная структура обусловливает призматический габитус кристаллов (фиг. 314). Главные формы: a {100}, b {010}, m {110}, s {$\bar{1}11$}, c {001}, p {101}, u {111}, o {$\bar{2}21$} и f {310}; (110) $\wedge$ ($1\bar{1}0$) = 92°50′, (001) $\wedge$ $\wedge$ (100) = 74°10′, (001) $\wedge$ (010) = 31°19′, (001) $\wedge$ (114) = 33°49′, (111) $\wedge$ $\wedge$ (100) = 53°58′, ($\bar{1}11$) $\wedge$ (010) = 60°24′. Кристаллы обычно короткоприз-

матические, почти с постоянным развитием форм m, a и b и характерным восьмиугольным сечением перпендикулярно оси c (фиг. 315). Часты двойники по {100}, обычно простые, из двух индивидуумов, иногда полисинтетические; редко полисинтетические по {001} или двойники прорастания по {101} и {122}. Диопсид встречается также в сплошных и зернистых массах (*кокколит*). Главные линии на рентгенограммах: 3,00(10) — 2,523(10) — 1,616(10) — 1,418(9) — 1,322(8) — 1,280(7) — 1,071(10) (диопсид); 2,98(10) — 2,522(10) — 1,619(10) — 1,412(10) — 1,324(8) — 1,277(6) — 1,071(10) (авгит).



Ф и г. 314. Структура и форма кристаллов диопсида и авгита.

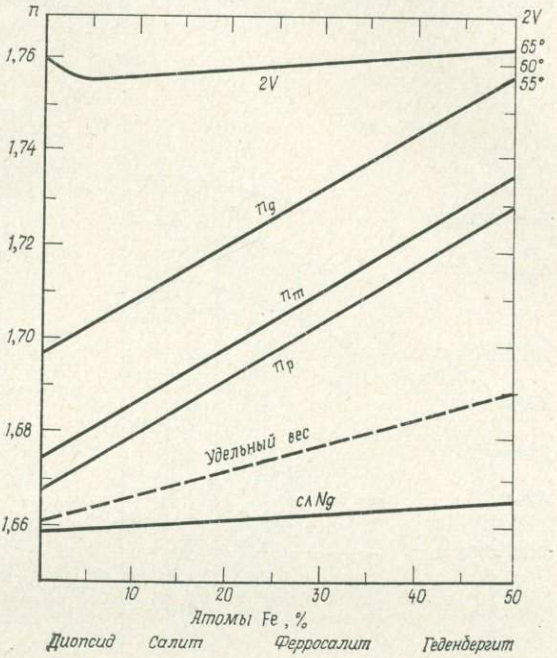
Физические свойства. Спайность по {110} характерна вообще для всех пироксенов. Отдельность по {100} проявлена в *диаллаге*, а по {001} — в *малаколите*, обусловливая в первом случае металлоидный бронзовый отлив, как у бронзита. Тв. 5—6. Уд. в. 3,3—3,5. Цвет зеленый (диопсид) до темно-зеленого (геденбергит) или черного (авгит, иогансенит). В тонких сечениях бесцветный, бледнозеленый до зеленого (геденбергит) или пурпурный (титанавгит). Последний отчетливо плеохроичен, $Ng > Nm > Np$. Оптические свойства представителей диопсид-геденбергитового ряда показаны на фиг. 316 и 317. Изменения 2V и показателей преломления клинопироксенов также



Ф и г. 315. Пироксен из андезитовых пород; сечение, перпендикулярное оси c (слева), параллельно {100} (в центре) и параллельно {010} (справа).

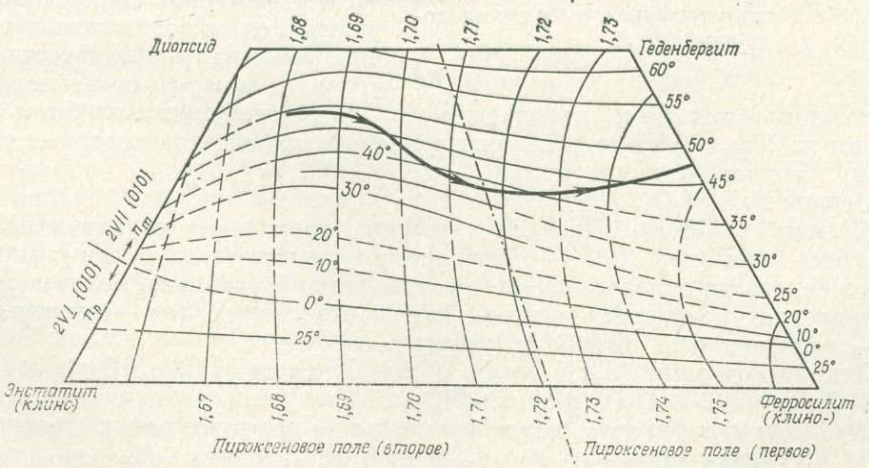
представлены на этом рисунке. Пижонит характеризуется малым углом оптических осей, плоскость которых расположена параллельно или перпендикулярно {010}, так как он находится на границе между кальциевыми пироксе-

нами с плоскостью оптических осей, параллельной {010}, и бескальциевыми (клиноэнстатит-клиноферросилитовый ряд) с плоскостью оптических осей, перпендикулярной {010} (фиг. 317). У авгита из вулканических пород часто проявлена структура песочных часов (фиг. 315). Углы погасания для различных клинопироксенов приведены на фиг. 318.



Ф и г. 316. Изменение свойств у пироксенов диопсид-геденбергитового ряда.

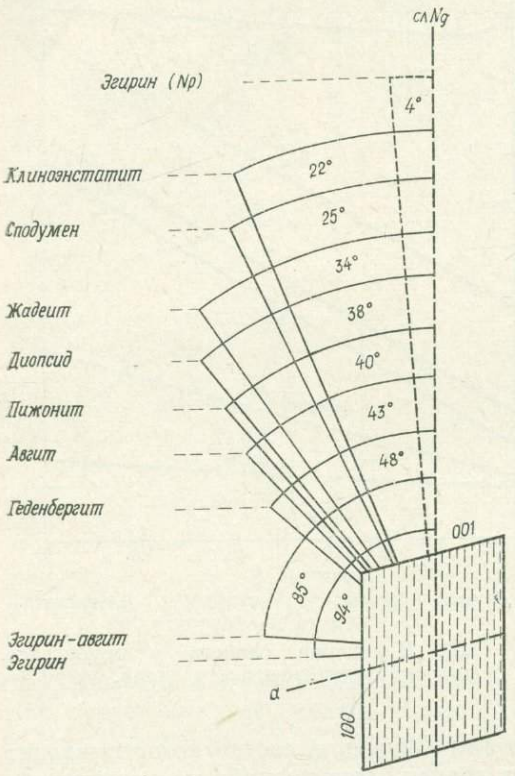
Нахождение. Диопсид и авгит являются важнейшими клинопироксенами, входящими в состав многих изверженных пород. Диопсид, подобно другим безалюминиевым разновидностям, встречается, кроме того, как типичный контактово-метаморфический минерал. Геденбергит, салит, иогансенит и их разновидности характерны для марганцевых и железорудных месторождений, таких, как Лонгбан, Швеция, и Франклин в Нью-Джерси, США. Геденбергит обычно ассоциирует с ильваитом, магнетитом и другими железосодержащими минералами. Омфацит — типичный минерал эклогитовых пород, в состав которых входят также зеленый амфибол (смарагдит) и гранат. Авгит сугубо магматический,



Ф и г. 317. Изменение 2V и показателей преломления n_m и n_p для клинопироксенов
Жирная линия со стрелками показывает главное направление в изменении состава пироксенов при нормальной магматической кристаллизации (по Хессу и Муиру).

встречается главным образом в вулканических породах, обычно в ассоциации с минералами диопсид-геденбергитового ряда, пижонитом, клиноэнстатитом или ортопироксенами.

Согласно Хессу (Hess, 1941), пироксены плутонических гипабиссальных и вулканических основных и средних пород химически идентичны, за исключением фенокристов некоторых вулканических пород. Из-за ограниченной смесимости между пироксенами клиноэнстатит-клиноферросилитового ряда и представителями диопсид-геденбергитового ряда пироксены, принадлежащие этим двум рядам, особенно пижонит и авгит, кристаллизуются раздельно (так называемое «двупироксеновое» поле показано на фиг. 317). Подобное поведение установлено также для пижонита и ортопироксенов. Последовательность кристаллизации пироксенов, связанная с изменением их химического состава, показана на фиг. 317. В глубинных породах ранние пироксены имеют состав салита, у которого Ca^{2+} постепенно замещается Fe^{2+} до определенного соотношения, после которого ход кристаллизации контролируется изоморфным замещением $Mg^{2+} \rightleftarrows Fe^{2+}$. Ранние пироксены вулканических пород соответствуют ранним пироксенам интрузивных пород, но Ca^{2+} постоянно замещается Fe^{2+}, а содержание Mg^{2+} остается почти постоянным.



Ф и г. 318. Углы погасания $c \wedge Ng$ для клинопироксенов.

Под действием постмагматических растворов пироксены превращаются в волокнистый амфибол. Такое изменение известно как *уралитизация*; псевдоморфозы, образованные при этом, называются *уралитом* (первоначально были обнаружены на Урале). Часто продукты изменения пироксенов содержат также хлорит, эпидот, кальцит и др.

Эгирин $NaFeSi_2O_6$.

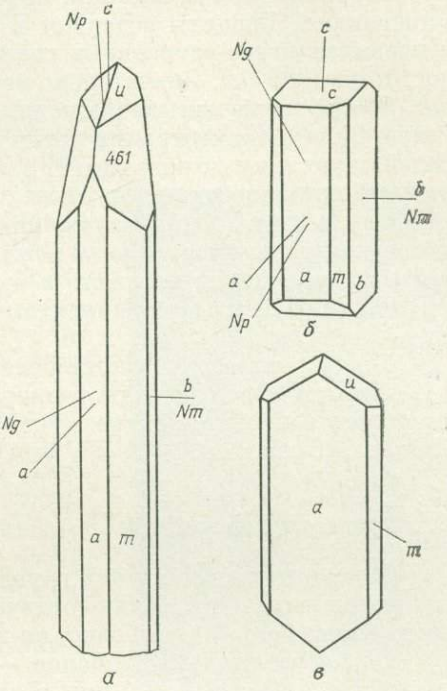
Жадеит $NaAlSi_2O_6$. Название «эгирин» происходит от имени исландского бога моря Эгир. *Жад* — общий термин для некоторых плотных минералов от белого до зеленого цвета, употреблявшихся раньше человеком для изготовления украшений и утвари. Один из этих минералов — жадеит, другой — разновидность амфибола (нефрит).

Эгирин содержит 13,4% Na_2O, 34,6% Fe_2O_3 и 52,0% SiO_2; жадеит — 15,1% Na_2O, 25,2% Al_2O_3 и 59,4% SiO_2.

Кристаллографическая характеристика. Изоструктурен с диопсидом. $a:b:c = 1{,}099:1:0{,}609$ (эгирин); $a_0 = 9{,}50$ Å, $b_0 = 8{,}61$ Å, $c_0 = 5{,}24$ Å (жадеит), β равно 106°51′ (эгирин) и 107°26′ (жадеит). Кристаллы эгирина обычно длиннопризматические (фиг. 319). Остроконечные его кристаллы известны как *акмит*. Главные формы: *a* {100}, *m* {110}, *u* {111}, *s* {$\bar{1}$11}, *p* {$\bar{1}$01}, *b* {010}. (110) $\wedge$ ($\bar{1}$10) = 92°49′, (111) $\wedge$ (100) = 53°07′, (111) $\wedge$ (110) = = 44°36′. Жадеит обычно встречается в зернистых агрегатах. Двойники по {100}, но реже, чем у авгита. Главные линии на рентгенограммах: 3,012(10) — 2,916(7) — 2,545(10) — 2,483(6) — 2,033(4) — 1,562(4) — 1,385(4)

(эгирин); 2,919(7) — 2,835(10) — 2,533(4) — 2,495(3) — 2,416(3) — 1,966(3) (жадеит).

Физические свойства. Спайность по {110}, также ясная, отдельность может быть проявлена по {010} и {001}. Тв.6 — 6,5 (эгирин), 6,5—7 (жадеит). Уд. в. 3,55 (эгирин), 3,33 (жадеит). Жадеит светло-зеленый до белого, эгирин — темно-зеленый до красновато-коричневого (акмит) с отчетливым плеохроизмом: по Ng желтый до коричневато-зеленого или синеватый, по Nm зеленый до коричневого, по Np зеленый до темно-коричневого или розовый. Эгирин имеет $n_g = 1{,}787 \div 1{,}814$, $n_m = 1{,}768 \div 1{,}799$, $n_p = 1{,}742 \div 1{,}762$, $(-)2V = 66 \div 81°$; жадеит: $n_g = 1{,}668$, $n_m = 1{,}660$, $n_p = 1{,}656$, $(+)2V = 68 \div 73°$, $c \wedge Ng$ — показано на фиг. 318.



Фиг. 319. Форма кристаллов эгирина (*а*) и жадеита (*б*, *в*) с оптической ориентировкой.

Нахождение. Эгирин — главный представитель щелочных изверженных пород, где он сопровождается щелочными амфиболами. Встречается также в пегматитовых жилах в нефелиновых сиенитах, как, например, в Нарсарсуке в юго-западной Гренландии, Лангезундфьорде в Норвегии, в Ильменских горах на Урале, СССР, и Сьерра-Тингуа в Бразилии. Жадеит отмечается в метаморфических щелочных породах в ассоциации с глаукофаном, например в месторождении Кловердейл в Калифорнии, где он установлен в двух генерациях. Первая характеризуется таблитчатыми по {100} кристаллами и молочно-белым цветом, а поздняя — призматическими (акмитовыми) кристаллами, бесцветными с темно-зелеными краями и стеклянным блеском.

Сподумен $LiAlSi_2O_6$. Название соответствует его пепельно-серому цвету. [«Сподиос» — по-гречески пепельный.— *Перев.*] Синоним — *трифан*, указывающий на спайность по {110} и {010}. *Кунцит* и *гидденит* — прозрачные разновидности сподумена соответственно сиреневого и изумрудно-зеленого цвета; используются как драгоценные камни. Сподумен содержит 8,07% Li_2O, 27,44% Al_2O_3 и 64,49% SiO_2 почти постоянно с примесями Fe, Ca, K, Na, Cr и других элементов. Хром обусловливает зеленый цвет гидденита.

Кристаллографическая характеристика. Изоструктурен с другими клинопироксенами, но вследствие малого размера атома лития не образует твердых растворов с ними. $a_0 = 9{,}52$ Å, $b_0 = 8{,}32°$ Å, $c_0 = 5{,}25$ Å, $\beta = 110° 28'$. Кристаллы редки, с $(110) \wedge (\bar{1}10) = 93°12'$, $(110) \wedge (001) = 76°06'$. Обычно встречается в виде столбчатых агрегатов или отдельных столбчатых кристаллов до 13 *м* в длину. Главные линии на рентгенограмме: 2,921(10) — 2,790(10) — 2,445(8) — 1,604(9) — 1,565(9) — 1,461(9) — 1,212(8). Бикитаит, который близок по составу сподумену, имеет главные линии: 9,21(8) — 7,84(8) — 4,19(10) — 3,48(10) — 3,40(10) — 3,22(8).

Физические свойства. Спайность по {110}, отдельность по {010}. Тв. 6—7. Уд. в. 3,1—3,2. Обычно белый, желтый или зеленоватый, редко изумрудно-зеленый (гидденит) и сиреневый (кунцит). $n_g = 1{,}679 \div 1{,}662$; $n_m = 1{,}669 \div 1{,}655$; $n_p = 1{,}661 \div 1{,}648$, $c \wedge Ng = 23 \div 26°$, $(+)2V = 58 \div 66°$; пло-

скость оптических осей находится в {010}. При температуре около 720° сподумен превращается в тетрагональную модификацию с $n_0 = 1{,}516 \div 1{,}519$, $n_e = 1{,}517 \div 1{,}524$, уд. в. 2,41.

Нахождение. Сподумен — минерал гранитных пегматитов, он ассоциирует с бериллом, турмалином, некоторыми литиевыми фосфатами и другими минералами. Граниты содержат в среднем около 180 *г/т* лития, тогда как в пневматолитово-измененных гранитах (грейзены) содержание лития может достигать 1380 *г/т*. Значительно меньше лития в средних изверженных породах (15 *г/т*) и еще меньше в основных (около 8 *г/т*) и ультраосновных породах (ниже 1 *г/т*). Концентрация лития в поздних магматических дифференциатах содействует тому, что он входит в состав таких минералов, как полевые шпаты (особенно микроклин) и слюды, или способствует формированию самостоятельных литиевых минералов, как сподумен или литиевые фосфаты. Хотя и предполагается изоморфизм между Al^{3+} и Li^{+}, более характерно замещение Mg^{2+} литием, что имеет место в клинопироксенах и особенно в минералах группы слюд благодаря одинаковым размерам ионных радиусов двух последних элементов.

Хорошо известны месторождения сподумена в Южной Дакоте, США, где обнаружены кристаллы размером 13 × 2 × 1 *м* и весом 65 *т*. Гидденит встречается на Мадагаскаре, кунцит — в Пала, Калифорния, США, и Минас-Жераис, Бразилия.

2. Группа амфиболов

Основные представители группы, и особенно главные из них, известные как роговые обманки, трудно отличаются друг от друга, с чем и связано их название амфиболы [«амфиболос» по-гречески ненадежный, двоякий.— *Перев.*].

Общая формула амфиболов — $(X, Y)_{7-8}[Z_4O_{11}]_2(OH)_2$, где X представлен Na, K и Ca; Y — Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Mn, Ti, Cr, Li, Zn (первые четыре элемента — главные); Z — Si и Al. При замещении атома кремния атомом алюминия в структуре амфибола освобождается одна вакансия, которая заполняется щелочами или ионами оксония H_3O^{+}. Такое замещение имеет место обычно в составе амфиболов, образующихся в магматических условиях при высоких температурах.

Амфиболы, подобно пироксенам, подразделяются на ромбические и моноклинные. Первые не содержат кальция, вторые включают бедные кальцием, кальцийсодержащие и щелочные амфиболы. Всего имеется пять основных подгрупп, главные представители которых следующие:

а. Ромбические (ортоамфиболы)

Антофиллит	$(Mg, Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Жедрит	$(Mg, Fe)_6(Al, Fe)(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$

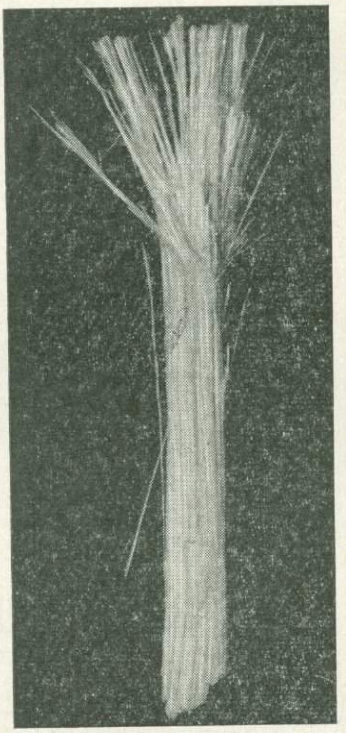
б. Моноклинные (клиноамфиболы)

Куммингтонит	$(Fe, Mg)_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Грюнерит	$Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Тремолит	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Актинолит	$Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Эденит	$NaCa_2(Mg, Fe)_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$
Гастингсит	$NaCa_2(Fe, Mg)_5Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$
Роговая обманка	$NaCa_2(Mg, Fe, Al)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$
Рихтерит	$Na_2Ca(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Глаукофан	$Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$
Рибекит	$Na_2Fe_3^{2+}Fe_3^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$
Холмквистит	$Li_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$

Между амфиболами и пироксенами имеется много общего, что обусловлено сходством их структур:

		a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å	β
Энстатит	$Mg_2Si_2O_6$	18,20	8,87	5,20	90°00′
Антофиллит	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$	18,56	18,08	5,28	90°00′
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	9,71	8,89	5,24	74°10′
Тремолит	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	9,78	17,8	5,26	73°58′

Амфиболы имеют вдвое большее значение параметра b_0 по сравнению с пироксенами благодаря наличию сдвоенных кремнекислородных цепочек в их структуре (фиг. 307, 309 и 310). Последнее также обусловливает призматический габитус амфиболов, который меняется от длиннопризматического, игольчатого или волокнистого (асбест, от греческого слова asbestos — негорючий) для представителей, не имеющих алюминия в тетраэдрической координации, до коротокопризматического для амфиболов, содержащих алюминий в четверной координации.



Фиг. 320. Антофиллитовый асбест из южных Родоп.

Антофиллит (Mg, Fe)$_7$Si$_8$O$_{22}$(OH)$_2$. Название происходит от латинского слова anthophyllum (гвоздика) и связано с характерным гвоздично-коричневым цветом минерала. *Жедрит* — алюминийсодержащая разновидность антофиллита — получил название по месту первоначального обнаружения около Жедре во Франции.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pnma*, $a_0 = 18{,}56$ Å, $b_0 = 18{,}08$ Å, $c_0 = 5{,}28$ Å, Z = 4. Встречается почти постоянно в виде волокнистых и асбестовидных агрегатов (фиг. 320) или радиальнолучистых призматических кристаллов без конечных граней. (110) $\wedge$ (1$\bar{1}$0) = 54°30′. Главные линии на рентгенограммах: 9,1(9) — 8,25 (10) — 3,23(10) — 2,84(10) — 2,75(8) — 1,610(8) — 1,542(7) (антофиллит); 8,97(5) — 8,27(8) — 4,48(4) — 3,23(7) — 3,06(10) — 2,50(4) (жедрит).

Физические свойства. Спайность по {110} совершенная. Тв. 5,5—6. Уд. в. 2,8—3,4 увеличивается с возрастанием содержания железа. Цвет белый и бледно-зеленовато-коричневый у безжелезистых до коричневого у относительно богатых железом разновидностей. $n_g = 1{,}615 \div 1{,}697$, $n_m = 1{,}605 \div 1{,}685$, $n_p = 1{,}598 \div 1{,}674$; наивысший показатель преломления относится к членам, богатым алюминием и железом; они оптически положительны, а богатые магнием — оптически отрицательны. 2V изменяется от (—)57 до (+)59°, плоскость оптических осей лежит в {010}, $Ng = c$.

Нахождение. Антофиллит — типичный метаморфогенный минерал, ассоциирующий с тальком, куммингтонитом, серпентином, актинолитом, роговой обманкой и другими минералами, богатыми магнием. Он обычно встречается в связи с серпентинитовыми породами и амфиболитами.

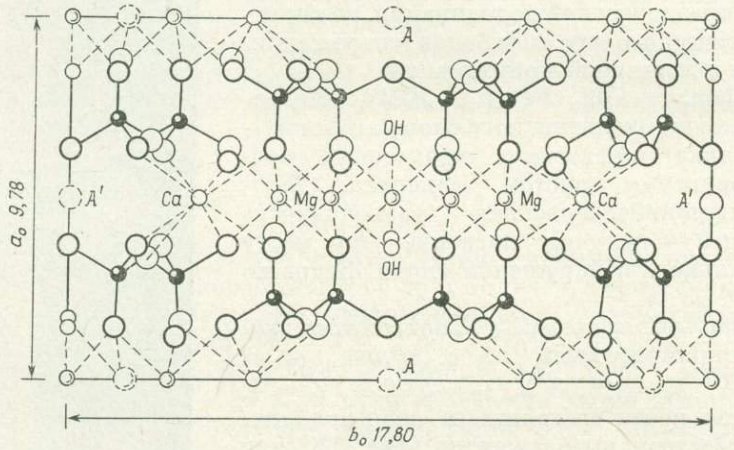
Куммингтонит (Fe, Mg)$_7$Si$_8$O$_{22}$(OH)$_2$ может рассматриваться как промежуточный член между купфферитом $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$ и *грюнеритом* $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$. Его идеализированная формула соответствует формуле антофиллита, но минерал моноклинный ($C2/m$, как и другие моноклинные амфиболы). $a_0 = 9{,}95$ Å, $b_0 = 18{,}26$ Å, $c_0 = 5{,}34$ Å. Z = 2.

По данным Лейтона и Филлипса (Layton, Phillips, 1960), небольшие количества кальция делают моноклинную решетку куммингтонита существенно устойчивой, что позволяет рассматривать его в группе амфиболов, бедных кальцием, аналогично малоизвестковистым пироксенам. Цвет коричневый, в тонких сечениях плеохроичен: по Ng коричневый до желтовато-коричневого, $Nm = Np$ светло-желтый. $n_g = 1{,}646 \div 1{,}729$, $n_m = 1{,}634 \div 1{,}709$, $n_p = 1{,}627 \div 1{,}686$ для куммингтонита с 20 мол.% Fe и грюнерита с 100 мол.% Fe соответственно; $c \wedge Ng = 15 \div 20°$, $(+)$ $2V = 75 \div 90°$. Уд. в. 3,2—3,6; последнее значение для грюнерита. Куммингтонит встречается в метаморфизованных железосодержащих месторождениях и в слюдистых сланцах. Главные линии на рентгенограмме: 2,759(10) — 2,623(9) — 2,513(9) — 2,301(8) — 2,189(9) — 1,407(10) — 1,300(9).

Установлены сходные с куммингтонитом марганецсодержащие амфиболы (*даннеморит*, *тиродит*, *винчит*, *джаддит* и *чиклит*), широко распространенные в метаморфизованных марганцевых месторождениях Индии.

Тремолит $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$.

Актинолит $Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$. Тремолит получил название по месту открытия его в долине Тремоль на южном склоне Сен-Готарда. Актинолит назван в связи с радиальнолучистым обликом его кристаллических агрегатов

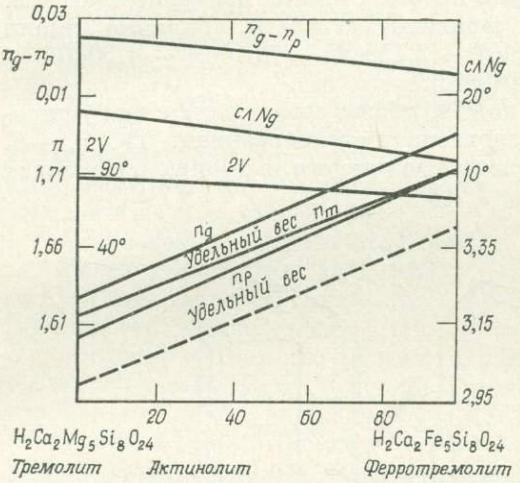


Фиг. 321. Структура тремолита. Позиции, отмеченные A и A' в роговых обманках, могут быть заняты атомами Na и K.

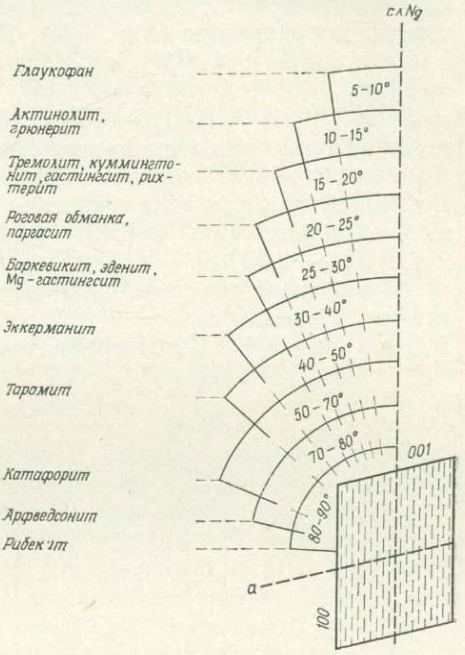
[по-гречески «актис»— луч и «литос»— камень.— *Перев.*]. *Нефрит* — плотная разновидность тремолита или актинолита; раньше предполагали, что он излечивает от болезни почек [«нефрос» по-гречески почка.— *Перев.*]. Тонковолокнистые разновидности, особенно характерные для тремолита, называются *асбестом*, хотя под этим названием известны также некоторые другие амфиболы и волокнистые минералы. Тремолит содержит 13,8% CaO, 24,6% MgO, 58,8% SiO_2 и 2,8% H_2O. Магний изоморфно замещается железом до *ферротремолита* $Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$; могут присутствовать примеси Mn, Na и Al (последний в *смарагдите*).

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/m$, $a_0 = 9{,}80$ Å, $b_0 = 17{,}8$ Å, $c_0 = 5{,}27$ Å, $\beta = 106°02'$, $Z = 2$. Структура показана на фиг. 321. Она аналогична структуре диопсида, но вместо простых цепочек из кремнекислородных тетраэдров имеются сдвоенные цепочки. Подобно антофиллиту, тремолит и актинолит обычно встречаются в виде радиальнолучистых и волокнистых агрегатов или длиннопризматических кристаллов с формами {110} и {010}, но без конечных граней. Главные линии на рентгенограммах: 3,12(6) — 2,71(8) — 1,582(5) — 1,503(8) — 1,438(10) — 1,293(5) — 1,047(9) (тремолит); 3,14(9) — 2,705(10) — 2,541(8) — 2,155(8) — 1,642(8) — 1,576(8) — 1,507(9) — 1,432(10) — 1,359(8) — 1,292(8) — 1,046(10) (актинолит).

Физические свойства. Спайность по {110} совершенная (см. фиг. 310). Тв. 5,5—6. Уд. в. 2,9—3,0 (тремолит), 3,0—3,3 (актинолит). Тремолит белый, актинолит зеленый с отчетливым плеохроизмом: по Ng зеленый, по Nm зеленоватый до желтого, по Np бледно-желтый. Химически чистый тремолит имеет $n_g = 1{,}624$, $n_m = 1{,}613$, $n_p = 1{,}599$. Для актинолита и ферротремолита значения показателей преломления увеличиваются. Как показано на фиг. 322, $c \wedge Ng = 10 \div 15°$ для актинолита и $15 \div 20°$ для тремолита



Фиг. 322. Изменение оптических свойств в тремолит-актинолитовом ряду.



Фиг. 323. Углы погасания $c \wedge Ng$ для клиноамфиболов.

(фиг. 323); изменение этой величины, очевидно, связано с уменьшением содержания железа в минерале. Плоскость оптических осей находится в {010}, $(-)2V = 81°$ для тремолита и 75° для актинолита.

Нахождение. Тремолит и актинолит — типичные метасоматические минералы, встречаются в карбонатных породах (мраморы, доломиты), а также в серпентинитах, где ассоциируют с антофиллитом и тальком. Актинолит развит в метасоматических железосодержащих месторождениях как скарновый минерал вместе с эпидотом, хлоритами и диопсидом, за счет которого он может образоваться. Превращение пироксена в актинолитовый амфибол и есть процесс уралитизации.

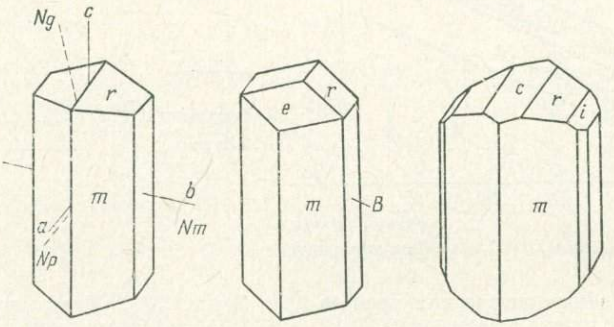
Роговая обманка $NaCa_2(Mg, Fe, Al)_3(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$.

Название происходит от немецкого слова и дано по внешнему сходству расщепленных кристаллов с рогом. *Керсутит* — богатая титаном (до 10% TiO_2) разновидность роговой обманки с содержанием Fe^{3+}. Промежуточный член между керсутитом и обыкновенной роговой обманкой называется *базальтической роговой обманкой.* Состав обыкновенной роговой обманки изменяется в пределах главным образом следующих крайних членов: *актинолита* $Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ — *эденита* $NaCa_2(Mg, Fe)_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$ — *гастингсита* $NaCa_2(Mg, Fe, Al)_5Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$ и некоторых других аналогичных им «ферримолекул». Промежуточные представители между обыкновенной роговой обманкой и щелочными амфиболами, особенно арф-

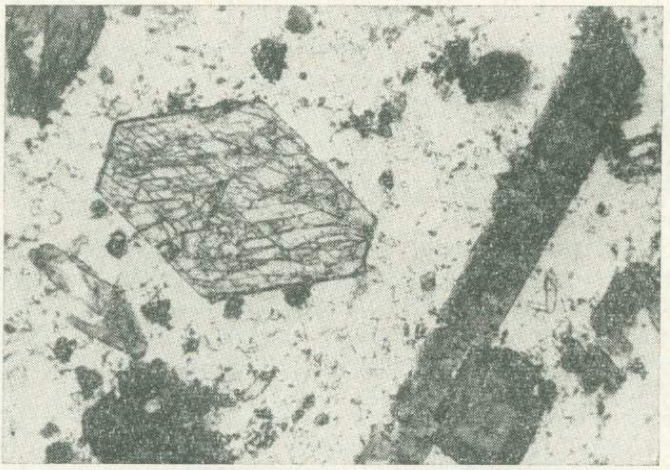
ведсонитом, включают *катафорит*, *тарамит* и *баркевикит*. Два последних по составу приближаются к базальтической роговой обманке.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/m$, $a_0 = 9{,}79$ Å, $b_0 = 17{,}9$ Å, $c_0 = 5{,}28$ Å, $\beta = 105°31'$, $Z = 2$. Структура аналогична структуре тремолита (фиг. 321). Дополнительные атомы натрия занимают вакантные места. В отличие от других амфиболов роговая обманка часто встречается в виде хорошо образованных кристаллов, обычно короткопризматических, что связано с вхождением атомов алюминия в тетраэдрическую координацию (фиг. 324). Главные формы: $m\{110\}$, $b\{010\}$, $a\{100\}$, $c\{001\}$, $d\{011\}$, $z\{02\bar{1}\}$, $r\{111\}$, $k\{\bar{1}11\}$, $i\{131\}$, $v\{\bar{1}31\}$. $(110) \wedge (\bar{1}10) = 55°35'$, $(011) \wedge (0\bar{1}1) = 31°44'$, $(001) \wedge (100) = 74°29'$, $(001) \wedge (\bar{1}01) = 31°37'$, $(031) \wedge (0\bar{3}1) = 80°56'$. Преобладают формы {110} и {010}, характеризующиеся гексагональным сечением перпендикулярно оси c (фиг. 325). Двойники по {100} часты, как правило, простые, иногда полисинтетические. Встречаются радиальнолучистые и зернистые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 3,15(9)—2,711(10) — 2,155(8) — 1,645(8) — 1,504(9) — 1,436(10) — 1,290(8) — 1,079(8) — 1,049(10).

Физические свойства. Спайность по {110} более совершенная, чем у пироксенов. Отдельность по {100} обусловлена двойникованием. Тв. 5,5—6. Уд. в. 3,11—3,42. Цвет черновато-зеленый до черного, в тонких пластинках



Фиг. 324. Форма кристаллов роговой обманки.



Фиг. 325. Типичное сечение роговой обманки, перпендикулярное оси c с характерными трещинами спайности. Андезитовая порода из Средна-Горы.

наблюдается плеохроизм: по Ng темно-зеленый, по Nm зеленый до желтовато-зеленого, по Np светло-зеленый до синевато-зеленого. Абсорбция: $Ng > Nm > Np$. $n_g = 1{,}652 \div 1{,}713$, $n_m = 1{,}647 \div 1{,}711$, $n_p = 1{,}634 \div 1{,}693$; наибольшее значение показателей преломления относится к титансодержащим разновидностям. Керсутит имеет $n_g = 1{,}760$, $n_m = 1{,}730$, $n_p = 1{,}692$ и даже выше. Плоскость оптических осей лежит в {010}, $(-)2V = 43 \div 79°$, угол оптических осей увеличивается с уменьшением показателей преломления. *Эденит* и *паргасит*, переходные члены к обыкновенной роговой обманке, оптически положительны с $(+)2V \sim 60°$ и слабо окрашены. Угол погасания $c \wedge Ng$ для роговых обманок показан на фиг. 323.

Нахождение. Роговая обманка — главный породообразующий минерал изверженных пород типа диоритов, сиенитов и габбро, а также метаморфических пород амфиболитов и роговообманковых сланцев. Она встречается в пегматитах, секущих такие породы, и может в них кристаллизоваться в виде довольно крупных кристаллов. В вулканических породах типа риолитов, трахитов и андезитов роговая обманка часто по периферии зерен или полностью превращена в агрегат из магнетита и гематита, что обусловлено быстрым окислением лавы, излившейся на поверхность. Обыкновенная роговая обманка относительно устойчивый материал, но под действием гидротермальных растворов превращается в хлорит, эпидот, кальцит и кварц. В процессе выветривания она разлагается с образованием нонтронита, опала, карбонатов и других минералов.

Глаукофан $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$.

Рибекит $Na_2Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2Si_8O_{22}(OH)_2$. Глаукофан получил название от греческого слова за свой синий цвет. Асбестовидная разновидность рибекита [рибекит назван по имени Э. Рибека, впервые нашедшего этот минерал.— *Перев.*] известна как *крокидолит*. Крокидолит, замещенный кварцем, называется *тигровым глазом* и используется как декоративный камень. Рибекит голубой, подобно крокидолиту, или золотисто-коричневый вследствие окисления железа. Промежуточный член между глаукофаном и рибекитом называется *кросситом*. *Родусит* и *имеринит* — магнийсодержащий рибекит. *Арфведсонит* $Na_3Fe^{2+}_4Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$ и *эккерманит* $Na_3Mg_4AlSi_8O_{22}(OH)_2$ соответствуют рибекиту и глаукофану, но богаче натрием и двухвалентными катионами. Промежуточный член между рибекитом и арфведсонитом называется *озаннитом*. *Торендрикит*, *катофорит*, *тарамит* и *баркевикит* являются переходными по составу разновидностями к роговой обманке.

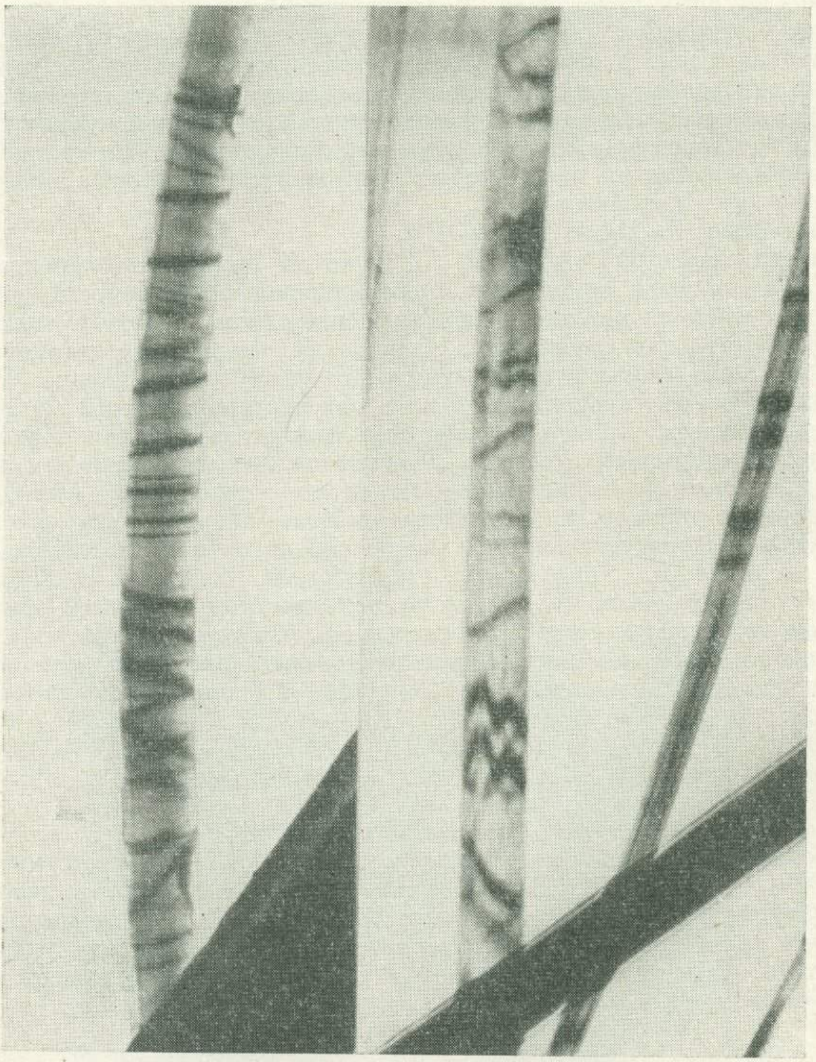
Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/m$. Встречаются почти постоянно в виде игольчатых кристаллов или волокнистых и асбестовидных агрегатов (фиг. 326). Главные линии на рентгенограммах: 8,48(10) — 3,13(10) — 2,72(10) — 1,658(8) — 1,522(8) — 1,430(10) (озаннит); 8,42(8) — 4,51(8) — 3,13(10) — 2,72(9) — 1,661(6) — 1,619(6) — 1,504(6) (рибекит); 3,18(10) — 2,75(10) — 1,632(7) — 1,450(10) — 1,302(8) — 1,204(7) — 1,055(9) (арфведсонит).

Физические свойства. Спайность по {110}. Тв. 6—6,5 (глаукофан), 4 (рибекит). Уд. в. 3,13 (глаукофан) до 3,44 (рибекит и арфведсонит). $n_g = 1{,}639 \div 1{,}697$, $n_m = 1{,}638 \div 1{,}695$, $n_p = 1{,}621 \div 1{,}693$; первое значение — для глаукофана, второе — для рибекита. Показатели преломления для эккерманита и арфведсонита имеют промежуточные значения между указанными пределами. Цвет голубой до синевато-черного; минералы обладают сильным плеохроизмом.

	Ng	*Nm*	*Np*
Глаукофан	Голубой	Пурпурный	Бесцветный
Кроссит	Темно-фиолетовый	Синий	Бесцветный
Рибекит	Светло-зеленый	Пурпурный	Темно-синий
Арфведсонит	Зеленовато-желтый	Пурпурный	Синий

Плоскость оптических осей в глаукофане параллельна {010}, но в некоторых глаукофанах она перпендикулярна {010}. У рибекита, арфведсонита, эккерманита и тарамита плоскость оптических осей также перпендикулярна {010}, тогда как в переходных членах — катофорите, баркевиките и торендриките — она, как и в глаукофане, параллельна {010}. $c \wedge Ng$ показан на фиг. 323.

Нахождение. Щелочные амфиболы обычно встречаются в богатых натрием гранитах, сиенитах и аналогичных им изверженных породах. Глаукофан образуется только в метаморфических породах низшей ступени как критический минерал глаукофановых фаций (de Roever, 1955) и эквивалентен альбит-эпидот-амфиболовым фациям (зеленые сланцы) согласно уравнению $10NaAlSi_3O_8 + 2Mg_2AlSi_3AlO_{10}(OH)_8 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 \rightarrow$ $\rightarrow 5Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2 + 2CaAl_2Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$; последняя формула



Фиг. 326. Контуры экстинкции в нитевидных кристаллах магнезиоарфведсонита, свидетельствующие о совершенной структуре (слева) и в нитевидных кристаллах родусита, выявляющие деформированные сетки и доменную структуру (справа). Электронно-микроскопическое изображение на просвет. × 100 000 (по Малееву).

соответствует лавсониту. Наличие глаукофановой фации характеризует условия высоких давлений.

Холмквистит $Li_2(Mg, Fe)_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$. Типичный пегматитовый минерал, наблюдается в виде темно-синих игольчатых кристаллов или радиальнолучистых агрегатов в парагенезисе со сподуменом, петалитом, лепидолитом, литиевым турмалином и другими минералами. Уд. в. 3,11. Плеохроизм: по *Ng* пурпурный, по *Nm* пурпурный до синего, по *Np* светло-желтый, $n_g = 1{,}654$, $n_m = 1{,}645$, $n_p = 1{,}625$; (—) $2V = 51°$, $c \wedge Ng = 2 \div 3°$; $Nm = b$. Главные линии на рентгенограмме: 8,16(10) — 4,40(9) — 3,83(6) — 3,61(8) — 2,99(10) — 2,53(6) — 2,27(6).

3. Группа волластонита — родонита

Группа объединяет следующие минералы:

		Уд. в.	n_m
Волластонит	$Ca_3Si_3O_9$	2,85	1,632
Розенханит	$Ca_3Si_3O_9 \cdot H_2O$	2,88	1,640
Фошагит	$Ca_4Si_3O_9(OH)_2$	2,67	1,603
Ксонотлит	$Ca_6[Si_6O_{17}]O$	2,91	1,583
Родонит	$Mn_5Si_5O_{15}$	3,60	1,725
Бабингтонит	$(Mn, Fe^{2+}, Fe^{3+})_9[Si_{10}O_{28}]O$	3,36	1,731
Инезит	$Ca_2Mn_7Si_{10}O_{28}(OH)_2 \cdot 5H_2O$	3,1	1,640
Бустамит	$CaMnSi_2O_6$	3,41	1,674
Пироксмангит	$(Mn, Fe)_7Si_7O_{21}$	3,65	1,740

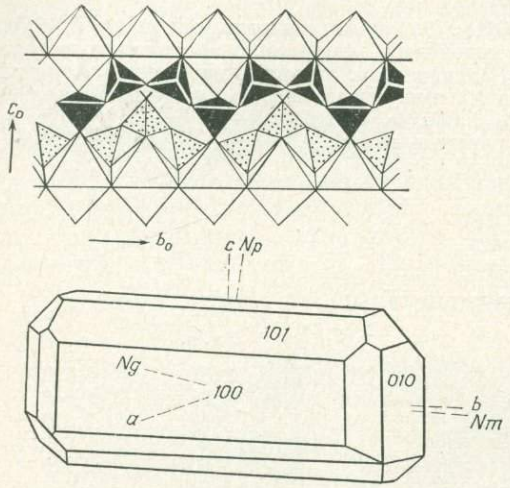
Минерал *мизерит* $Ca_5KSi_6O_{17}(OH) \cdot H_2O$ имеет радикал, аналогичный радикалу ксонотлита. Все представители группы триклинные, за исключением моноклинных ксонотлита и фошагита. Минералы характеризуются преимущественно волокнистым габитусом, что обусловлено наличием в их структуре простых и сдвоенных цепочек типа $[SiO_3]_3$, $[SiO_3]_5$, $[SiO_3]_7$, $[Si_6O_{17}]$ и $[Si_{10}O_{28}]$ (ср. фиг. 307, 308 и 309). Тв. 5,5—6, для волластонита ниже (4,5—5). Инезит, бустамит, волластонит оптически отрицательные, остальные минералы группы оптически положительные. Кальциевые представители белые, а содержащие в своем составе Mn или Fe розовые, коричневые или коричневато-черные. Волластонит и родонит широко распространены в природе.

Волластонит α-$CaSiO_3$. Назван в честь английского химика и кристаллографа В. Х. Волластона (1766—1828). *Параволластонит* — моноклинная модификация, которая при температуре 1200° обратимо превращается в *псевдоволластонит*, триклинный, псевдогексагональный. Волластонит содержит 48,25% CaO и 51,75% SiO_2, небольшие количества Fe, Mg, Mn, иногда присутствует Al. Волластонит, богатый железом, называется *ферроволластонитом*.

Кристаллографическая характеристика. Триклинный, $a_0 = 7{,}90$ Å, $b_0 = 7{,}28$ Å, $c_0 = 7{,}04$ Å, $\alpha = 90°00'$, $\beta = 95°16'$, $\gamma = 103°25'$, $Z = 6$. Параволластонит α-$CaSiO_3$, призматический в. с. $P2_1/a$, $a_0 = 15{,}36$ Å, $b_0 = 7{,}29$ Å, $c_0 = 7{,}08$ Å, $\beta = 95°24'$, $Z = 24$. Псевдоволластонит β-$CaSiO_3$ устойчив при температурах выше 1126°, триклинный, псевдогексагональный, $a_0 = 6{,}90$ Å, $b_0 = 11{,}78$ Å, $c_0 = 19{,}65$ Å, $\alpha = \gamma = 90°$, $\beta = 90°48'$, $Z = 24$. В структуре волластонита простые цепочки из кремнекислородных тетраэдров с тройным периодом идентичности (фиг. 327) скреплены с колонками кальциевых октаэдров, вытянутых параллельно оси *b*, что соответствует направлению удлинения его кристаллов. Кристаллы редки. Обычно волластонит встречается в виде волокнистых агрегатов снежно-белого цвета с шелковистым блеском. Главная линия на рентгенограмме: 3,30(8) — 2,963(10) — 2,165(6) — 1,705(7) — 1,594 (6) — 1,471(6) — 1,355(6).

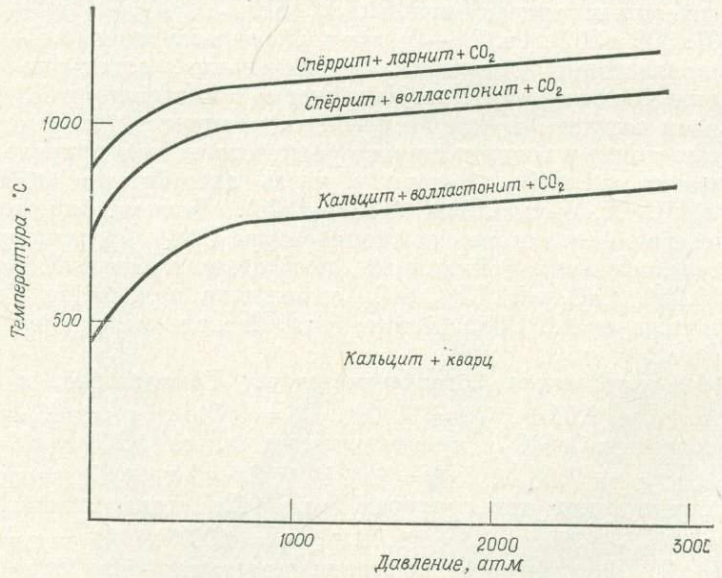
Физические свойства. Спайность по {100}, {102} и {001} совершенная, менее выраженная по {101} и {101}. Тв. 4,5—5. Уд. в. 2,915. Цвет белый.

$n_g = 1{,}634$, $n_m = 1{,}632$, $n_p = 1{,}620$, $c \wedge Np \sim 34°$, $b \wedge Nm \sim 4°$, (—) $2V \sim 40°$. Плоскость оптических осей перпендикулярна осевой зоне плоскостей спайности и наклонена под углом 4°.



Ф и г. 327. Структура и форма кристаллов волластонита.

Нахождение. Волластонит обычно встречается в контактово-метаморфизованных известняках и мраморах, где он формируется в результате взаимодействия диссоциированных $CaCO_3$ и SiO_2, которые присутствуют в породе или были привнесены: $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$. Кремнезем часто привносится из гранитных интрузий, пронизывающих карбонатные породы и образующих метасоматические зоны (см. фиг. 51). В тесной ассоциации с волластонитом в таких зонах находятся гранат гроссулярового состава и идокраз, которые, как правило, замещают волластонит. Образование волластонита при избытке кремнезема стабилизируется при температуре 550°, но начинается его кристаллизация при более низкой температуре (405° С, давление 248 *атм*). Более высокие температуры приводят к формированию других кальциевых силикатов, таких, как спёррит и ларнит (фиг. 328).

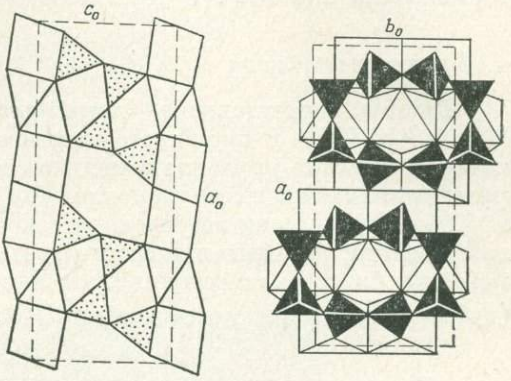


Ф и г. 328. Минеральные ассоциации в известняках при различных температурах и давлении (по Боуэну).

Ксонотлит $Ca_6[Si_6O_{17}]O$ по внешнему виду напоминает волластонит, но он моноклинный, $a_0 = 6{,}61$ Å, $b_0 = 7{,}35$ Å, $c_0 = 7{,}04$ Å, $\beta \sim 90°$, $Z = 2$. Его структура представлена типичными сдвоенными цепочками из кремнекислородных тетраэдров, вытянутыми параллельно оси b (фиг. 329) и прикрепленными к колонкам из кальциевых полиэдров. Последние бывают двух типов: в форме октаэдров, как в структуре волластонита,

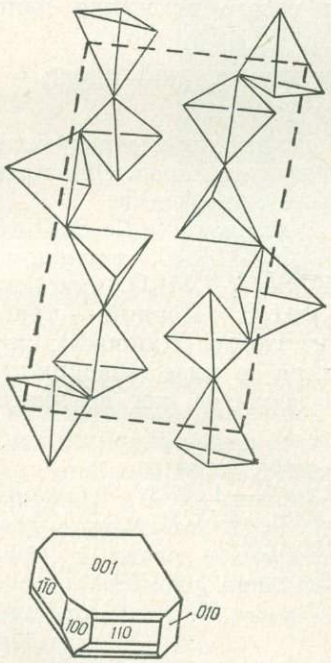
и в виде треугольных призм. Структурой объясняется спайность минерала по {100} и {001}, а также и его положительный оптический характер. Согласно Н. В. Белову, при расщеплении ксонотлитовой ленты $[Si_6O_{17}]$ на цепочки типа $[Si_3O_5]$ и превращении треугольных призм в октаэдры может быть получена структура волластонита. Главные линии на рентгенограммах: 4,24(9) — 3,89(9) — 3,234(9) — 3,060(10) — 2,029(9) — 1,938(9) (ксонотлит); 16,0(8) — 3,15(10) — 3,07(5) — 2,94(8) — 2,68(6) — 1,672(5) (мизерит); 3,36(3) — 3,20(9) — 3,043(6) — 2,965(10) — 2,775(4) (розенханит).

Ксонотлит, подобно волластониту, встречается в метаморфизованных известняках и может быть образован за счет волластонита.



Фиг. 329. Структура ксонотлита (по Н. В. Белову и Х. С. Мамедову).

Родонит $MnSiO_3$. Название связано с его розовато-красным цветом [«родон» по-гречески розовый.— *Перев.*]. Содержит 54,15% MnO и 45,85% SiO_2. В природных родонитах присутствуют до 12% FeO (*феррородонит*) Ca, Mg, Al, Zn (*фаулерит*), щелочи и другие элементы.



Фиг. 330. Структура и форма кристаллов родонита.

Кристаллографическая характеристика. Пинакоидальный в. с., $a_0 = 7{,}79$ Å, $b_0 = 12{,}47$ Å, $c_0 = 6{,}75$ Å, $\alpha = 85°10'$, $\beta = 94°04'$, $\gamma = 111°29'$, $Z = 10$. Структура представлена простыми цепочками из кремнекислородных тетраэдров с пятикратным периодом идентичности (см. фиг. 307). Кристаллы тонкотаблитчатые (фиг. 330) с главными формами *a* {100}, *b* {010}, *c* {001}, *m* {110}, *M* {1$\bar{1}$0}, *q* {221}. (110) $\wedge$ (100) = 48°33', (1$\bar{1}$0) $\wedge$ (010) = 45°53', (1$\bar{1}$0) $\wedge$ (001) = 68°45', (1$\bar{1}$0) $\wedge$ (100) = 43°55', (1$\bar{1}$0) $\wedge$ (001) = 86°23'. Угол между гранями (110) $\wedge$ (1$\bar{1}$0) = 92°28' близок к таковому углу бабингтонита и пироксенов (92°50'). Родонит известен в виде зернистых или плотных масс. Главные линии на рентгенограмме: 3,08(6) — 2,968(9) — 2,938(10) — 2,755(8) — 2,595(8) — 1,554(6) — 1,427(6).

Физические свойства. Спайность по {100} и {010} совершенная, менее выраженная вдоль {001}. Тв. 5,5—6,5. Уд. в. 3,40—3,75. Цвет розовый, желтоватый до серого, черный у выветрелых разностей благодаря выделению окислов марганца. В тонких сечениях бесцветный. $n_g = 1{,}724 \div 1{,}747$, $n_m = 1{,}715 \div 1{,}737$, $n_p = 1{,}711 \div 1{,}733$, $(+)2V = 61 \div 75°$, уменьшается до 43° у родонитов, богатых магнием. Углы косого погасания большие.

Нахождение. Родонит встречается как низкотемпературный минерал в гидротермальных и контактово-метаморфических образованиях в ассоциации с бустамитом, Mn-гранатом, йохансенитом, тефроитом и др. Хорошо известны его местонахождения около Свердловска в Уральских горах (местное название — «орлец»), СССР; Лонгбан, Швеция; Ксонотла, Мексика.

Неотокит, известный как аморфный силикат марганца и встречающийся в виде черных опало- или углеподобных масс, установлен как продукт

выветривания родонита и как вулканогенно-осадочный минерал. Тв. 3—4. Уд. в. 2,6—2,8. Обычно изотропный, $n = 1{,}49 \div 1{,}56$, или слабо анизотропный. Кривая ДТА имеет эндотермический пик при температуре 150° и экзотермический при 710°. В тонком сечении минерал красновато-коричневый.

4. Группа пектолита

Группа представлена *пектолитом* $Ca_2NaSi_3O_8(OH)$, *серандитом* $Mn_2NaSi_3O_8(OH)$ и промежуточным изоморфным членом *шизолитом*. Некоторое количество марганца и кальция могут замещаться железом. Все минералы триклинные, псевдомоноклинные, с совершенной спайностью по {100} и {001}. Обычно они встречаются в виде столбчатых или шаровидных агрегатов белого, розового или серого цвета. В кристаллохимическом отношении пектолит близок волластониту, это видно по размерам элементарной ячейки (пространственная группа у обоих $P\bar{1}$):

	a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å	α	β	γ	Z
Пектолит	7,99	7,04	7,02	90°03′	95°17′	102°28′	2
Волластонит	7,94	7,32	7,07	90°02′	95°22′	103°26′	6

Тв. 4,5—5. Уд. в. 2,86 (пектолит) до 3,32 (серандит). $n_p = 1{,}595 \div 1{,}660$, $n_m = 1{,}604 \div 1{,}664$, $n_g = 1{,}632 \div 1{,}688$, $(+)2V = 60 \div 35°$ соответственно для пектолита и серандита $Ng \perp \{010\}$, углы косого погасания малые (до 20°). Главные линии на рентгенограммах:

Пектолит 3,90(6) — 3,33(6) — 3,10(8) — 2,92(10) — 2,74(6) — 2,60(6) — 2,30(6)
Серандит 7,55(5) — 6,75(5) — 3,77(5) — 3,19(10) — 3,00(8)

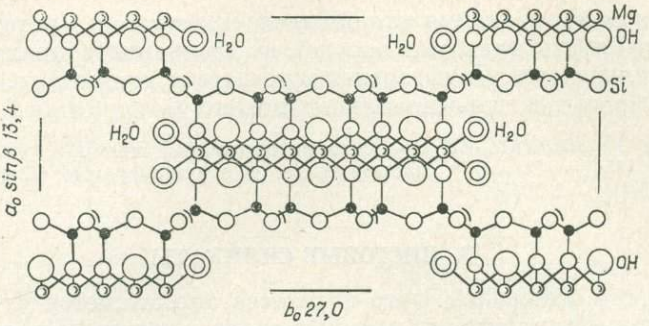
Минералы этой группы гидротермального происхождения, образующиеся за счет главных представителей основных и щелочных пород. Они также встречаются в полостях в этих породах в ассоциации с цеолитами.

В этой группе могут быть рассмотрены также: *комбит* $Na_4Ca_3Si_6O_{16}(O, OH, F)_2$, *баннистерит* $(K, Na, Ca)\,Mn_{10}Al_2Si_{15}O_{44}\cdot 10H_2O$, *маунтинит* $(Ca, Na_2, K_2)Si_2O_5\cdot 1{,}5H_2O$, *роудезит* $(Ca, Na_2, K_2)Si_2O_5\cdot 1{,}5H_2O$, магадиит $NaSi_7O_{13}(OH)_3\cdot 3H_2O$ и *кеньяит* $NaSi_{11}O_{20}(OH)_5\cdot 8H_2O$. Первый — тригональный, установлен в нефелинитовой породе из Конго (Киншаса); другие — моноклинные или ромбические, встречаются в виде волокнистых агрегатов белого цвета, напоминающих волокна цеолитов или пектолита. Главные линии на рентгенограммах:

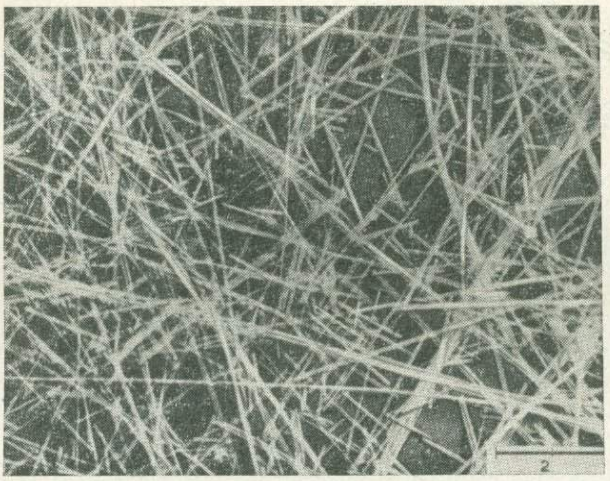
Комбит 3,72(5) — 3,35(4) — 3,304(7) — 2,657(10) — 2,607(8) — 1,861(4)
Маунтинит 13,1(6) — 6,6(8) — 4,67(6) — 2,94(10) — 2,80(3) — 1,967(3)
Роудезит 11,8(8) — 6,56(8) — 3,07(10) — 3,02(8) — 2,89(8) — 2,78(8)
Баннистерит 12,33(10) — 4,10(2) — 4,08(2) — 3,44(2) — 2,64(2)
Магадиит 15,41(10) — 5,18(2) — 3,435(8) — 3,146(5) — 3,30(4)
Кеньяит 19,7(10) — 9,925(5) — 3,428(9) — 3,320(5) — 3,198(6)

5. Группа сепиолита — палыгорскита

Группа включает *сепиолит* $Mg_8H_6Si_{12}O_{30}(OH)_{10}\cdot 6H_2O$ и *палыгорскит* (синоним: *аттапульгит*) $Mg_5H_2Si_8O_{22}(H_2O)_6\cdot 2H_2O$. Первый получил название из-за его сходства с пористой костью каракатицы (сепия), второй — по месту нахождения. Алюминийсодержащий сепиолит известен как *пилолит*, а железосодержащий палыгорскит — как *ксилолит*. Структура обоих минералов аналогична структуре амфиболов, но отличается наличием молекул воды, располагающихся между сетками из кремнекислородных тетраэдров и тройной цепочкой из кремнекислородных тетраэдров у сепиолита (фиг. 331); в связи с этим структура образует новый радикал $[Si_{12}O_{30}]$ и является в некоторой степени промежуточной между структурами цепочечных и листовых силикатов. В структуре палыгорскита цепочки амфиболового типа.

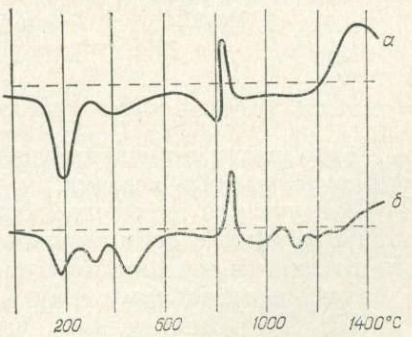


Ф и г. 331. Структура сепиолита (по Неди и Бредли).



Ф и г. 332. Палыгорскит (по Стефену).

Оба минерала характеризуются волокнистым строением, которое особенно хорошо наблюдается под электронным микроскопом (фиг. 332). Вследствие беспорядочного расположения волокон сепиолит может быть плотным или губчатым и очень легким (отсюда его немецкое название Meerschaum — морская пена), а палыгорскит по внешнему виду напоминает кожу или пробку (отсюда его названия «горная кожа» или «горное дерево»).



Ф и г. 333. Кривые ДТА сепиолита (*а*) и палыгорскита (*б*).

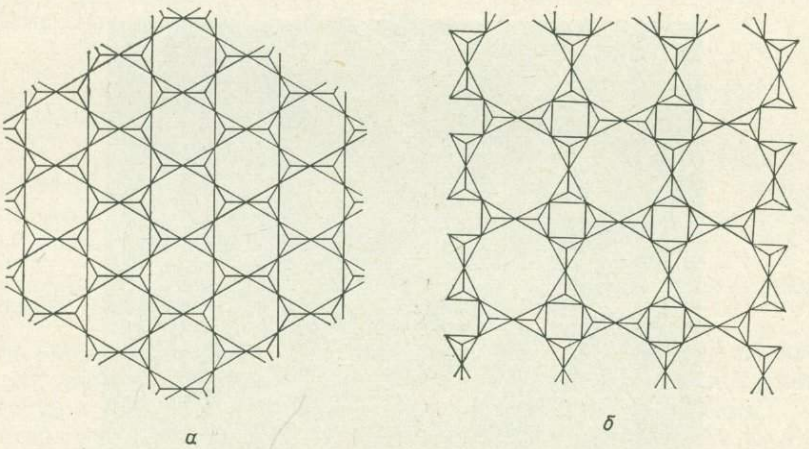
Оба минерала белого, серого или желтоватого цвета, мягкие (тв. 2—2,5) и легкие (уд. в. 2,2) с близкими показателями преломления. Для сепиолита $n_g = 1{,}525 \div 1{,}529$, $n_p = 1{,}515 \div 1{,}520$, $Ng \sim c$ (удлинение волокон), $(-)2V = 0 \div 60°$. Более низкие показатели преломления характерны для *парасепиолита* ($n_g = 1{,}506$, $n_p = 1{,}498$). Кривые ДТА показаны на фиг. 333. Главные линии на рентгенограммах: 12,3(10) — 4,29(10) — 3,97 (6) — 3,75(7) — 3,35(6) — 3,18(6) — 2,61(6) — 2,55(10) (парасепиолит); 10,2(10) — 4,3(10) — 3,25(10) — 2,55(10) — 1,49(4) — 1,25(4) (палыгорскит).

Оба минерала являются вторичными продуктами, устанавливаемыми в измененных серпентинитовых породах в ассоциации с опалом, доломитом и другими минералами. Палыгорскит встречается, кроме того, в измененных гранитных породах и гидротермальных жилах.

Лохлинит $Na_2Mg_3Si_6O_{16} \cdot 8H_2O$ — сепиолитоподобный минерал, уд. в. 2,16, $n_p = 1{,}500$, $n_g = 1{,}525$, (+) $2V = 60°$, главные линии на рентгенограмме: 12,8(10) — 4,45(10) — 3,79(10) — 3,65(10) —2,90(7).

В. ЛИСТОВЫЕ СИЛИКАТЫ

Особенности минералов этого подкласса определяются их структурным скелетом, который представлен кремнекислородными слоями, образованными путем конденсации бесконечных цепочек пироксенового и волластонитового



Фиг. 334. Главные типы сеток из кремнекислородных тетраэдров, полученные конденсацией пироксеновой (*а*) и волластонитовой (*б*) цепочек.

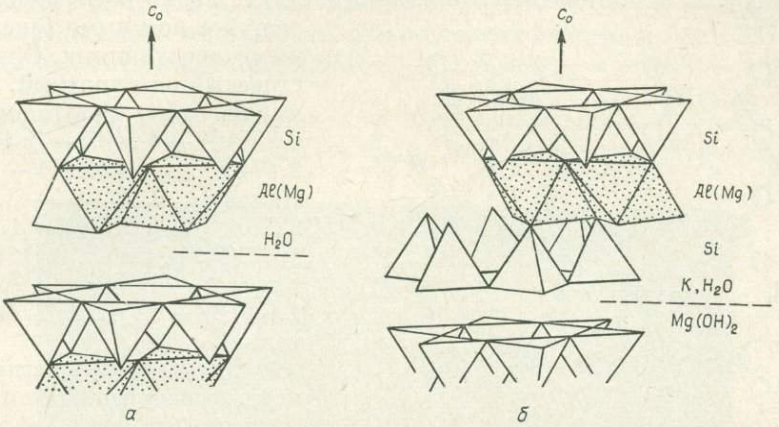
типов (фиг. 334). Взаимоотношение между листовыми силикатами и цепочечными подчеркивается сопоставлением следующих минералов:

	Энстатит		Антофиллит		Тальк
	$Mg_8Si_8O_{24}$	→	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$	→	$Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4$
a_0, Å	18,2		18,5		5,27
b_0, Å	8,86		17,9		9,13
c_0, Å	5,20		5,27		18,88

Антофиллит отличается удвоенным параметром b_0, а у талька параметры a_0 и c_0 поменялись местами.

В структуре листовых силикатов кремнекислородные слои могут быть либо простыми с асимметричным расположением тетраэдров (фиг. 335, *а*) одного листа к другому, либо двойными с кремнекислородными тетраэдрами в слоях, направленных один к другому (фиг. 335, *б*). Основные катионы Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+} и Mg^{2+}, находящиеся в октаэдрической координации по отношению к кислороду и гидроксилу, образуют гиббситовый или бруситовый слои (см. фиг. 190 и 191). Листовые силикаты с трехвалентными (алюминий) атомами обычно называются «диоктаэдрическими», так как два катиона в каждой из шести групп OH относятся к гиббситовому слою, а листовые силикаты с двухвалентными катионами (магний) называются «триоктаэдрическими», так как три катиона в каждой из шести групп OH принадлежат у них бруситовому слою.

Асимметричный двухслойный мотив (кремнекислородный слой плюс октаэдрический) характерен для минералов каолинит-антигоритовой группы, а трехслойный (два слоя кремнекислородных тетраэдров и один октаэдрический, расположенный между ними) принадлежит минералам слюдистого типа. Другие важные типы структур обусловлены наличием молекул воды или



Ф и г. 335. Простые (каолинитовые — *а*) и двойные (слюды — *б*) кремнекислородные сетки с прикрепленными к ним октаэдрическими слоями.

дополнительных катионов, размещенных между сложными пакетами. Двухслойный мотив с молекулами воды образует галлуазитовый тип. Трехслойный мотив тоже с молекулами воды представлен монтмориллонитовой постройкой, а с щелочными катионами (K, Na, Ca) — слюдистой. Трехслойный мотив с добавочным бруситовым слоем позволяет выделить хлоритовый тип.

Минералы этого подкласса благодаря слоистому типу структуры характеризуются пластинчатым или листоватым строением, совершенной спайностью в одном направлении, низкой твердостью (1—3, редко больше) и оптически отрицательным характером. Некоторые из них, богатые гидроксилом (хлориты) или содержащие катионы крупных размеров, размещенные между слоями в структуре (хлоритоид), оптически положительные. Несмотря на то что основной кремнекислородный слой большинства листовых силикатов имеет гексагональную симметрию, все минералы, как правило, моноклинные, псевдогексагональные, что обусловлено смещением одного слоя относительно другого вдоль оси *c*. Подобные смещения приводят также к полиморфизму, особенно в группе слюд.

Менее часто встречаются листовые силикаты, структурный мотив которых основан на конденсации волластонитовых цепочек (фиг. 334, *б*), сочленение которых может иногда происходить разным способом, как показано в структурах апофиллита, санборнита, окенита и тоберморита (фиг. 364, 365).

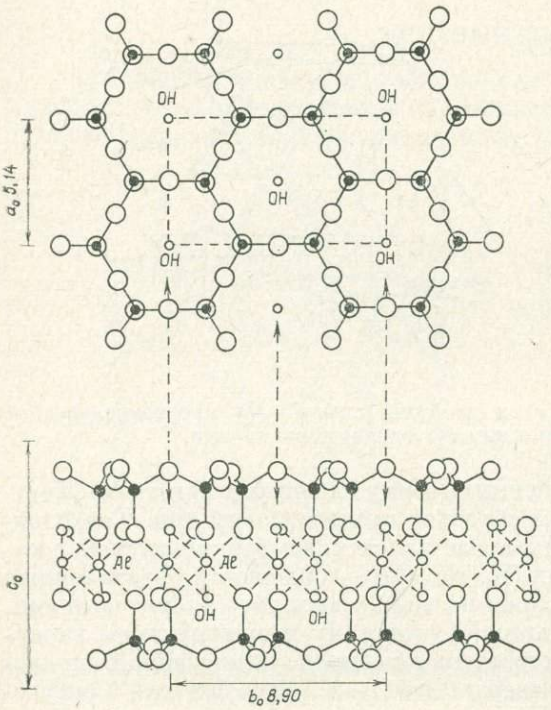
1. Группа талька — пирофиллита

К этой группе относятся *тальк* $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ и *пирофиллит* $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ — минералы с гомеотипичными структурами, состоящими из двух кремнекислородных листов с бруситовым (тальк) или гиббситовым (пирофиллит) слоями между ними (фиг. 336).

Тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$. Название минерала имеет арабское происхождение. Плотные массы талька жирные или мыльные на ощупь, известны как *стеатит*, или *мыльный камень*. Тальк содержит 31,72% MgO, 63,52% SiO_2 и 4,76% H_2O; почти всегда присутствует некоторое количество железа (до 5% FeO), а также Al, Mn, Ca и Ni. Тальк, богатый железом, называется

миннесотаитом, и этот минерал, вероятно, является конечным членом изоморфного ряда. *Кальциотальк* $CaMg_2Si_4O_{10}(OH)_2$ — другая разновидность талька. Между тальком и пирофиллитом изоморфизма не существует.

Кристаллографическая характеристика. Призматический или домати-ческий безосный в. с. $C2/c$ или Cc, $a_0 = 5{,}27$ Å, $b_0 = 9{,}12$ Å, $c_0 = 18{,}85$ Å, $\beta = 100°00'$, $Z = 4$. Известен триклинный тальк. Редко встречается в виде чешуй с неясными гексагональными очертаниями. Обычно листоватый или плотный. Главные линии на рентгенограммах: 9,25(10) — 4,64(6) — 3,104(10) — 2,471(6) — 1,525(10) — 1,383(6) (тальк); 9,53(10) — 3,177 (5) 2,524(3) — 2,005(2) — 1,567(2) — 1,329(2) (миннесотаит); 9,25(9) — 4,503(4) — 3,079(9) — 2,469(5) — 1,677(3) — 1,518(6) (кальциотальк).



Фиг. 336. Сетка пирофиллитовой структуры в проекции вдоль оси *c* (вверху) и оси *a* (внизу).

Физические свойства. Спайность совершенная по {001}, листочки гибкие. Тв. 1. Уд. в. 2,82. Фигура удара на базальном пинакоиде в виде шестилучевой звезды с лучами в направлении (010), (110) и $(1\bar{1}0)$. Цвет белый, бледно-зеленый или розовый. $n_g = 1{,}575 \div 1{,}590$, $n_p = 1{,}538 \div 1{,}545$ для талька, $n_g = 1{,}612 \div 1{,}623$, $n_p = 1{,}580$ для миннесотаита, $n_g = 1{,}650$, $n_p = 1{,}605$ для никельсодержащего талька с 30,6% NiO, который имеет формулу $Ni_3Si_4O_{10}(OH)_2$. $(-)2V = 0 \div 30°$, плоскость оптических осей параллельна (100) и $Np \perp (001)$. Кривая ДТА характеризуется эндотермическим пиком около 999°.

Нахождение. Тальк — типичный гидротермальный минерал, образующийся за счет ультраосновных пород (перидотиты, пироксениты и другие породы, превращенные в серпентиниты); встречается и в метасоматических доломитовых известняках. Формирование талька (стеатитизация) в ультраосновных породах следует за их серпентинизацией под действием гидротермальных растворов, поступающих из поздних более кислых интрузий. Важную роль в этом процессе играет углекислота, которая приводит к образованию карбонатных ассоциаций: $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ (антигорит) $+ 3CO_2 \rightarrow$ $\rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ (тальк) $+ 3MgCO_3 + 3H_2O$. Местонахождения талька подобного происхождения приурочены к серпентинитовым поясам.

Образование талька в доломитовых породах связано с разложением доломита под действием кремнийсодержащих растворов:

$$3CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + H_2O \longrightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 3CO_2.$$

Однако в таких породах тальк может также образоваться за счет раннего тремолита.

Пирофиллит $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$. Назван так потому, что при нагревании расщепляется на листочки в виде веера [«пир» по-гречески огонь, а «филлон» —

лист.— *Перев.*]. Плотные массы минерала известны как *агальматолит* или *пагодит*. Содержит 28,35% Al_2O_3, 66,65%SiO_2 и 5%H_2O, обычно некоторое количество Fe, Mg, Ca и щелочи.

Кристаллографическая характеристика. Призматический или доматический в. с. *C2/c* или *Cc* подобно тальку, $a_0 = 5{,}15$ Å, $b_0 = 8{,}92$ Å, $c_0 = 18{,}59$ Å, $\beta = 99°55'$, $Z = 4$. Пирофиллит обычно встречается в виде листоватых или плотных масс, иногда радиальнолучистых пластинок (фиг. 337). Главные линии на рентгенограмме: 3,045(10) — 2,403(8) — 1,489(9) — 1,381(9) — 1,365(9) — 1,239(7).

Физические свойства. Спайность по {001} совершенная. Листочки гибкие, но не упругие. Тв. 1—1,5. Уд. в. 2,84. Блеск жемчужный на листочках,

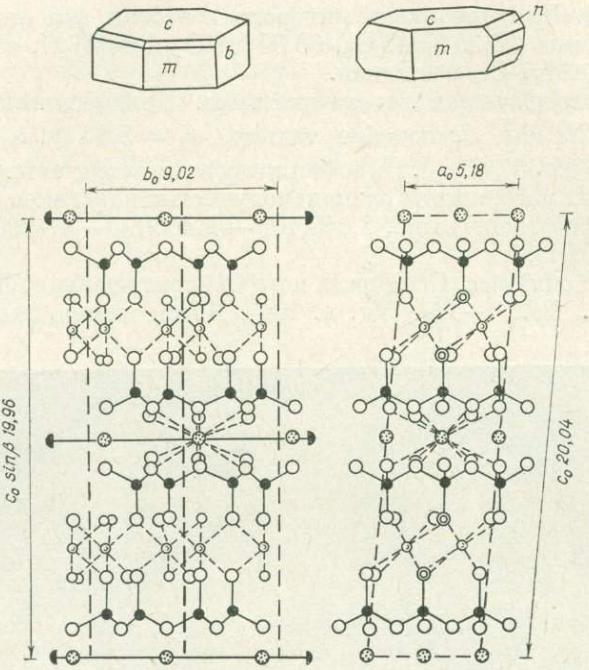
Фиг. 337. Радиальнолучистые агрегаты пирофиллита.

в плотных массах жирный по виду и на ощупь. Цвет белый, зеленоватый или сероватый. $n_g = 1{,}600$, $n_m = 1{,}588$, $n_p = 1{,}552$, $(-)2V = 53 \div 60°$, плоскость оптических осей параллельна (010), $Np \perp (001)$. Кривая ДТА пирофиллита имеет эндотермический пик около 790°.

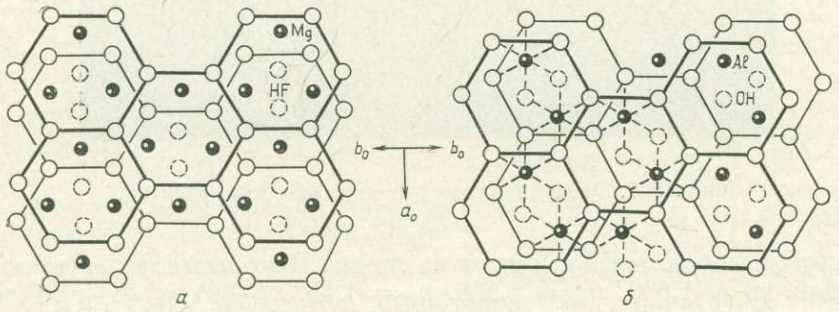
Нахождение. Пирофиллит встречается преимущественно как гидротермальный минерал в богатых глиноземом породах. Он формируется под действием кислых растворов, а в присутствии щелочи, особенно калия, образуется мусковит (разн. серицит). Согласно Ноллю (Noll, 1936), пирофиллит кристаллизуется из кислых или нейтральных растворов при температуре около 400°, ниже этой температуры минерал переходит в каолинит. Присутствие щелочей мешает образованию пирофиллита, вместо которого в этом случае последовательно с увеличением концентрации щелочей образуются монтмориллонит — серицит — цеолиты. Хорошо известны китайские месторождения массивного пирофиллита (агальматолита), используемого для изготовления украшений.

2. Группа слюд

Минералы этой группы обладают структурой пирофиллитового или талькового типа, но с добавочными катионами калия (натрия), которые располагаются между сложными пакетами, связывают их между собой, причем одна



Фиг. 338. Форма кристаллов слюды и структура мусковита.



Фиг. 339. Расположение двух гексагональных сеток в флогопите (*а*) и мусковите (*б*).

четвертая часть атомов кремния в тетраэдрической координации изоморфно замещается атомами алюминия (фиг. 338). Изоморфизм существует также между (OH) и F, Mg и Li. Главные представители группы следующие:

а. Подгруппа биотита

Флогопит	$KMg_3[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$
Биотит	$K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$
Сидерофиллит (аннит)	$KFe_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$

б) Подгруппа мусковита

Мусковит	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$
Парагонит	$NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$
Роскоэлит	$KV_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$

в) Подгруппа лепидолита

Лепидолит	$KLi_2Al[Si_4O_{10}](F, OH)_2$
Тайниолит	$KLiMg_2[Si_4O_{10}]F_2$
Циннвальдит	$KLiFeAl[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$

Минералы первой подгруппы — триоктаэдрические, второй — диоктаэдрические, а минералы третьей подгруппы имеют смешанный характер. Расположение гексагональных слоев в двух основных структурных типах слюд изображено на фиг. 339. Смещением этих слоев вдоль оси *c* обусловлен полиморфизм в слюдах. Полиморфные модификации обозначаются как 1M, $2M_1$, $2M_2$; 3T, цифра в этих символах означает номер слоя в повторяющейся ячейке, буква — симметрию (M — мон., T — триг.). Каждая из указанных полиморфных модификаций относится соответственно к $C2/m$, $\beta = 100°$; $C2/c$, $\beta = 95°$; $C2/c$, $\beta = 98°$; $P3_112$ или $P3_212$. Дополнительный тип 1Md принадлежит к слюдам с неупорядоченными структурами (неупорядоченная моноклинная полиморфная модификация). Возможны также ромбическая $Ccm/2$, гексагональная $P6_122$ или $P6_522$ и другие полиморфные модификации. Биотиты, например, предпочитают постройку 1M, мусковиты — $2M_1$, а лепидолиты — $2M_2$.

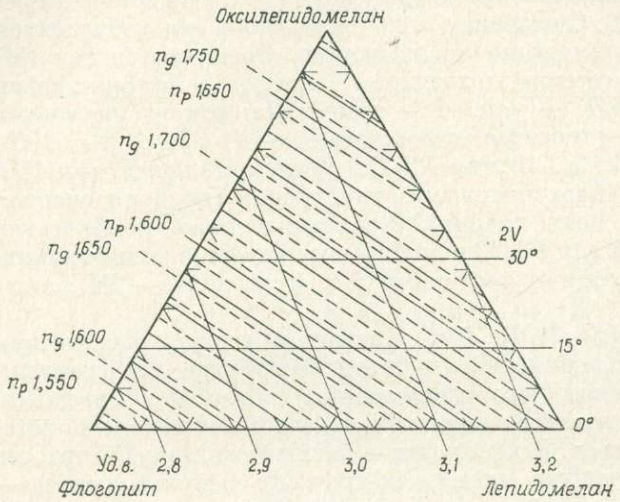
Биотит $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$. Назван в честь французского физика Био (1774—1862). Крайние члены биотитового ряда представлены *флогопитом*, названным в связи с его огнеподобным цветом, и *сидерофиллитом*, название которого обусловлено содержанием железа в минерале и листоватым строением его кристаллов. *Лепидомелан* — богатый железом биотит, его название означает «черная чешуя» [«лепос» по-гречески чешуйка, «меляс»— черный.— *Перев.*]. *Манганофиллит* — это биотит с MnO до 18%, в состав *натробиотита* входит Na_2O, *титанобиотит* содержит TiO_2, *воданит* /*c*, до 12% TiO_2, *хендриксит* — до 23% ZnO.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2$— $a_0 = 5{,}31$ Å, $b_0 = 9{,}23$ Å, $c_0 = 20{,}36$ Å, $\beta = 99°18'$, $Z = 4$. Структура биотита аналогична структуре мусковита (фиг. 338), но вместо гиббситового слоя между кремнекислородными листами располагается бруситовый слой (фиг. 339, *а*). Кристаллы часто псевдогексагональные; главные формы: *c* {001}, *b* {010}, *m* {110}, *e* {112}, *n* {011}, *r* {$\bar{1}$01} и *z* {132}. (110) $\wedge$ ($1\bar{1}0$) = = 60°. Обычно они пластинчатые, редко призматические по оси *c*. Биотит встречается также в виде неправильных чешуй или листоватых агрегатов. Главные линии на рентгенограммах: 10,0(10) — 3,35(10) — 2,62(8) — 2,435(8) — 2,175(8) — 1,998(8) — 1,669 (8) — 1,533(9) (флогопит); 10,0(10) — 3,34(10)—2,63(8) — 2,44(6) — 1,672(6) — 1,541(8) — 1,363(4) (биотит); 10,1(10) — 3,36(10) — 2,65(8) — 2,452(8) — 2,186(8) — 2,006(8) — 1,676(8) — 1,548(8) (лепидомелан).

Физические свойства. Спайность весьма совершенная по {001}, иногда у биотита проявлена отдельность по {010} и {111}, что соответствует направлениям лучей фигуры удара; самый длинный луч идет параллельно {010}. В противоположность тальку и пирофиллиту листочки биотита упругие. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,8-3,2, увеличивается в зависимости от содержания железа. Цвет желтовато-коричневый, до коричневато-красного, флогопит — бесцветный; другие представители — черные, с сильным плеохроизмом: по $Ng = Nm$ красновато-коричневый до темно-коричневого (вдоль плоскости спайности), по Np бледно-желтый до бесцветного (перпендикулярно плоскости спайности). $n_g = 1{,}565 \div 1{,}670$, $n_m = 1{,}564 \div 1{,}670$, $n_p = 1{,}535 \div 1{,}616$ соответственно для флогопита и сидерофиллита; разница связана с содержанием Fe^{3+} (оксилепидомелановая молекула), как видно на фиг. 340. (—) 2V для биотита $\sim 0°$, а для флогопита — около 10° (увеличивается с возрастанием трехвалентного железа). Плоскость оптических осей может быть параллельна (010) — такие биотиты называются *мероксенами*, или менее часто перпендикулярна (010) — тогда они называются *аномитами*. Кривая ДТА биотита характеризуется эндотермическим пиком при температуре около 1160°.

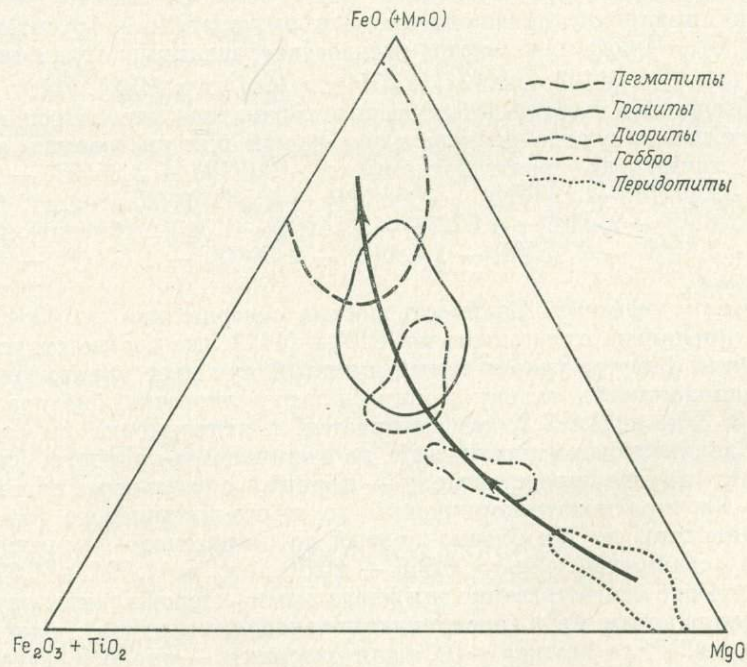
Нахождение. Флогопит — типичный минерал контактово-метасоматических мраморов, но встречается также в некоторых пегматитах и в ультраба-

зитах, богатых магнием. Он ассоциирует с диопсидом, скаполитом, полевыми шпатами и другими кальций- и магнийсодержащими минералами. Известные флогопитовые месторождения — это Слюдянка на берегу озера Байкал в Восточной Сибири и в провинции Онтарио в Канаде, где были найдены кристаллы флогопита, достигающие 2 *м* в диаметре.



Ф и г. 340. Изменение свойств биотита.

Биотит имеет более разнообразное происхождение, но в основном это эндогенный минерал, являющийся главной составной частью многих изверженных пород, однако содержание MgO и FeO у него непостоянно, как это хорошо видно на фиг. 341. Он входит в состав многих метаморфических пород (гнейсы, слюдистые сланцы) и пегматитов. В изверженных породах он обычно формируется позже, чем темноцветные островные и цепочечные силикаты, но если концентрация

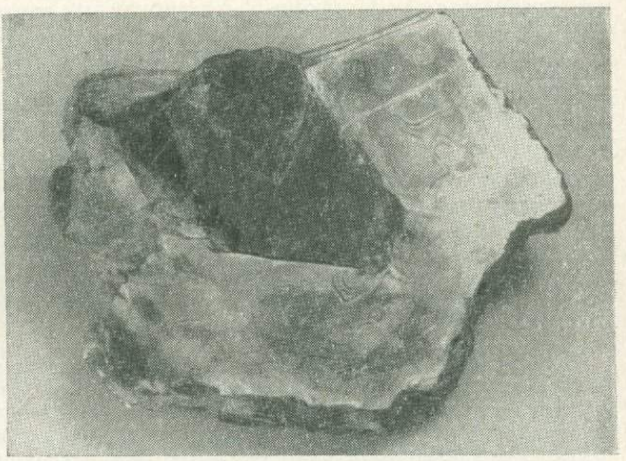


Ф и г. 341. Состав биотита из различных изверженных пород (по Хайнриху).

калия и воды высокая, он может кристаллизоваться до них. Биотит из вулканических пород характеризуется более высоким содержанием ферриионов (оксилепидомелан). В пегматитах кристаллы биотита могут иногда достигать 7 $м^2$ (Гренландия и Скандинавия). При выветривании биотит теряет

калий, который замещается молекулами воды, двухвалентное железо окисляется до трехвалентного, а содержание магния уменьшается. Указанный процесс ведет вначале к образованию гидробиотита, потом вермикулита и, наконец, каолинита. Цвет при этом меняется от почти черного до золотисто-желтого. Такие измененные биотиты известны как *рубеллан* или «кошачье золото». Процесс природного отбеливания биотита носит название бауэритизация.

Мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ («московское стекло»). Прозрачная разность минерала, которая использовалась вместо оконных стекол [название «мусковит» происходит от слова «Московия», так как раньше большие листы этого минерала под названием «московское стекло» вывозились на запад через Москву.— *Перев.*]. *Серицит* — тонкочешуйчатый мусковит с шелковистым блеском [«серикос» по-гречески шелковистый,— *Перев.*], возможно с более высоким содержанием кремнезема, в этом случае он может быть переходным по отношению к *фенгиту* $K(Fe, Mg)Al[(Al, Si)Si_3O_{10}](OH, F)_2$. Хромсодержащий фенгит называется *марипозитом*, а фенгит с некоторым количеством Mn^{2+} и Mn^{3+} — *алургитом*. *Фуксит* — хромовый мусковит с содержанием Cr_2O_3 до 4,8%; *эллахерит* — бариевый мусковит $(K, Ba)(Al, Mg)_2 \cdot [AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ с BaO до 10%. *Роскоэлит* — существенно ванадиевый мусковит с содержанием V_2O_3 около 28%. *Дамурит* — частично гидратированный мусковит или серицит, переходный к гидрослюдам.



Фиг. 342. Изоструктурное прорастание биотита мусковитом, из Родопских гор, Болгария.

Теоретический состав мусковита: 11,8% K_2O, 38,5% Al_2O_3, 45,2% SiO_2 и 4,5% H_2O. Мусковит, богатый Fe_2O_3, называется *ферримусковитом*. Незначительные изменения в химическом составе дают основание проявлению отчетливой зональности мусковитовых кристаллов (см. фиг. 7). Между мусковитом и биотитом (или другой триоктаэдрической слюдой) не существует изоморфизма, но благодаря сходству их структур оба минерала часто прорастают друг друга (фиг. 342).

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/c$, $a_0 = 5{,}19$ Å, $b_0 = 9{,}04$ Å, $c_0 = 20{,}08$ Å, $\beta = 95°30'$, $Z = 4$. Эти константы относятся к широко распространенной полиморфной модификации мусковита $2M_1$, но известны также мусковиты типа 1Md, 1M и 3T. Структура мусковита изображена на фиг. 338. Часты псевдогексагональные кристаллы мусковита с формами c {001}, b {010}, m {110}, e {023}, y {043} и x {$\bar{1}$31}. Обычно встречается в виде чешуйчатых или листоватых агрегатов. Главные линии на рентгенограммах: 10,04(10) — 5,02(5) — 4,48(6) — 4,46(5) — 3,35(10) — 2,56(8) (мусковит $2M_1$); 10,08(10) — 4,49(8) — 3,36(10) — 3,07(5) — 2,58(5)— 2,56(8) (мусковит 1M); 9,99(10) — 4,99(8) — 3,33(10) — 2,56(5) (мусковит 3T).

Физические свойства. Спайность совершенная по {001}, иногда отдельность по {010} и {110}. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,76—3,0, возрастает с увеличением содержания железа (у роскоэлита — 2,97). Бесцветный, зеленоватый до ко-

ричневатого, часто зональный (фиг. 7). Фуксит зеленый, роскоэлит темно-зеленый до темно-коричневатого с отчетливым плеохроизмом и нормальной абсорбцией: $Ng > Nm > Np$. $n_g = 1{,}588 \div 1{,}624$, $n_m = 1{,}582 \div 1{,}619$, $n_p = 1{,}552 \div 1{,}570$, у роскоэлита более высокие ($n_g = 1{,}704$, $n_m = 1{,}685$, $n_p = 1{,}615$). $(-)2V = 35 \div 50°$, у фенгита меньше ($10 \div 25°$); марипозит и алургит почти одноосные. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010), Np почти $\perp$ (001), но у трехслойной слюды с $c_0 = 30{,}40$ Å и $\beta \sim 90°$ (симметрия $C2$) плоскость оптических осей параллельна (010), $(-)2V = 15°$. Кривая ДТА мусковита показывает три эндотермических пика при температурах около 125, 860 и 1180° и один экзотермический при 377°; последний обусловлен окислением двухвалентного железа.

Нахождение. Мусковит — наиболее распространенный из слюд минерал, но в изверженных породах как первичный минерал встречается редко и находится преимущественно в гранитных породах. Он характерен для пегматитов, где отмечаются крупные до 3 *м* кристаллы, часто в парагенезисе с более поздним биотитом (фиг. 342). В гидротермальных условиях обычно образуется серицит за счет разложения шпатов: $6KAlSi_3O_8 + 4H_2O + CO_2 + 3Al_2O_3 \rightarrow \rightarrow 4KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + K_2CO_3 + 6SiO_2$. Серицит устойчив в нейтральных (слабокислые или слабощелочные) растворах при сравнительно высокой температуре, тогда как в более кислых растворах вместо него образуются пирофиллит и каолинит; последний — более низкотемпературный минерал. Мусковит и серицит широко представлены в метаморфических породах, таких, как гнейсы, а также мусковитовые и серицитовые сланцы, которые, как правило, почти лишены калиевых полевых шпатов, являющихся первоначальным источником для формирования мусковитовых слюд в условиях регионального метаморфизма.

Парагонит $NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ — типичный минерал регионально метаморфизованных сланцев, в которых его часто ошибочно принимают за мусковит (отсюда его название от греческого слова, означающего «обманывающий»). Он характеризуется несколько более высокими показателями преломления ($n_g = 1{,}600 \div 1{,}609$, $n_m = 1{,}599 \div 1{,}605$; $n_p = 1{,}564 \div 1{,}577$), чем большинство мусковитов, $(-)\ 2V = 40°$. Главные линии на рентгенограмме: 9,0(8) — 4,41(10) — 3,36(8) — 3,14(10) — 2,59(8) — 1,492(10) — 1,315(6). Парагонит образует типичную ассоциацию с кианитом и ставролитом.

Лепидолит $KLi_2Al[Si_4O_{10}](F, OH)_2$. Название связано с его «чешуйчатым» строением [«лепидос»— родительный падеж от греческого слова «лепис», означающего «чешуя».— *Перев.*]. Синоним: *литионит* отвечает его составу. В *циннвальдите* (из месторождения Циновец в Рудных горах, Чехословакия) часть лития замещается железом, а кремний — алюминием. *Тайниолит* имеет формулу $KLiMg_2[Si_4O_{10}]F_2$, подобную формуле сподиофиллита $K(Mg, Fe)_3[Si_4O_{10}](F, OH)_2$.

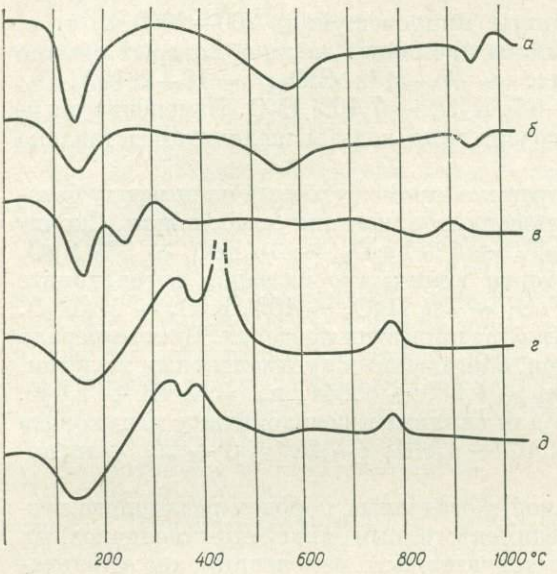
Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/c$, $a_0 = 5{,}21$ Å, $b_0 = 8{,}97$ Å, $c_0 = 20{,}16$ Å, $\beta = 100°48'$, $Z = 4$. Кроме модификации $2M_2$, встречаются иногда 1M и 3T. Кристаллы и агрегаты лепидолита очень похожи на другие слюды. Двойники по (110) более часты, чем в других слюдах. Главные линии на рентгенограммах:

Лепидолит 4,47(8) — 3,36(10) — 2,84(8) — 2,58(10) — 2,012(10) — 1,695(8) — 1,634(8) — 1,492(10)
Циннвальдит 10,0(10) — 3,34(10) — 2,62(8) — 2,432(8) — 2,184(8) — 1,995(8) — 1,672(8)
Тайниолит 3,65(5) — 3,33(8) — 2,595(7) — 1,99(10) — 1,65(5) — 1,501(8) — 1,303(5)
Сподиофиллит 10,09(8) — 3,32(10) — 2,60(8) — 1,966(8) — 1,659(7) — 1,520(8)

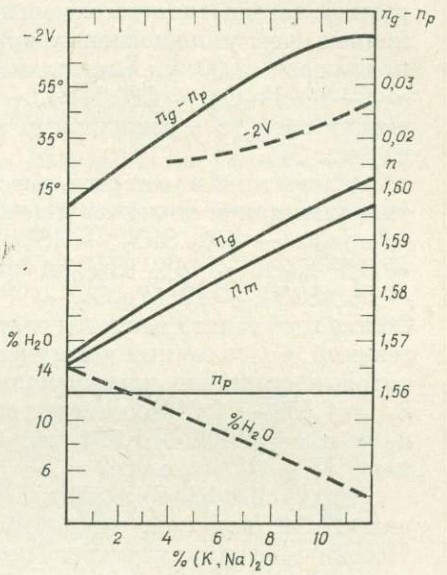
Физические свойства. Спайность совершенная по {001}. Тв. 2,5—4. Уд. в. 2,8—3,3. Цвет обычно розовый, красный, пурпурный до коричневого (циннвальдит), последний плеохроичный с нормальной абсорбцией ($Ng > Nm > Np$). $n_g = 1{,}558$, $n_m = 1{,}555$, $n_p = 1{,}543$, у циннвальдита выше (1,58 ÷

$\div$ 1,55); (—)2V = 25 $\div$ 50°, у большинства литиевых слюд плоскость оптических осей перпендикулярна (010).

Нахождение. Литиевые слюды являются типичными продуктами пневматолито-измененных кислых пород «грейзенового» типа. Но они также часто встречаются в литиевых пегматитах, где ассоциируют с литиевыми турмалинами, сподуменом, флюоритом, топазом, касситеритом, полевыми шпатами, кварцем и другими минералами. Обычно литиевые слюды образуются позже,



Фиг. 343. Кривые ДТА гидрослюд.
а — иллит; *б* — глауконит; *в* — гидробиотит; *г* — стильпномелан; *д* — экманит.



Фиг. 344. Изменение оптических свойств в зависимости от содержания воды и щелочей в гидрослюдах (включая иллит).

чем мусковит (см. фиг. 44), который они часто эпитаксически замещают. Важнейшие месторождения литиевых слюд известны в Утё в Швеции; в Альтенберге и Циновце в Рудных горах, в Рожне, Чехословакия; в Бенгалии, Индия; на горе Апатит, в штате Мэн, США; в Манитобе, Канада.

3. Группа гидрослюд (иллит)

Гидрослюды, или иллиты, представляют собой слюдистые минералы, являющиеся переходными между собственно слюдами и монтмориллонитовыми минералами. В химическом отношении они отличаются от слюд меньшим содержанием щелочи и увеличением количества воды, а также изменением соотношения алюминия и кремния в тетраэдрической координации в определенных пределах. Главные представители группы: *иллит* (K, H_2O)Al_2[(Al, Si)Si_3O_{10}]$(OH)_2$ и *глауконит* (K, H_2O)(Fe, Mg, Al)$_2$[(Al, Si)Si_3O_{10}]$(OH)_2$. Промежуточные члены, весьма близкие к слюдам, известны как *гидромусковит*, *гидробиотит* и *гидропарагонит* (браммалит). *Стильпномелан*, *экманит и парсеттенсит* — переходные к минералам вермикулитовой группы; их формулы аналогичны иллитам, но обычно без алюминия в тетраэдрической координации (K, H_2O)(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Al)$_3$[Si_4O_{10}]$(OH)_2 \cdot 2H_2O$ для стильпномелана, два других минерала — марганецсодержащие аналоги.

Минералы этой группы различаются главным образом по кривым ДТА (фиг. 343) и рентгеноструктурному анализу. Главные линии на рентгенограммах следующие:

Иллит 9,98(10) — 4,47(8) — 3,31(6) — 2,56(8) — 1,98(6) — 1,50(8) — 1,29(6)
Глауконит 3,67(5) — 3,31(7) — 2,58(10) — 2,40(5) — 1,656(5) — 1,516(10)
Гидромусковит 4,47(9) — 3,33(6) — 2,58(10) — 2,42(5) — 1,995(6) — 1,502(8)
Браммалит 10,2(10) — 4,4(10) — 3,2(10) — 2,54(9) — 1,64(7) — 1,49(10)
Гидробиотит 11,4(8) — 2,596(10) — 2,016(4) — 1,668(6) — 1,533(10) — 1,322(6)
Стильпномелан 11,9(10) — 4,045(6) — 3,036(5) — 2,549(5) — 1,576(4) — 1,561(4)

Иллит — типичный продукт выветривания и главный минерал многих глинистых осадков. Он микро- и скрытокристаллический, слюдоподобный, размер частиц (иногда гексагональные микрочешуйки) 200—2000 Å, т. е. меньше, чем у аналогичных кристаллов каолинита, размер которых обычно превышает 5000 Å. Состав иллита: ~ 47—51% SiO_2, ~ 18—26% Al_2O_3, ~ 5—8% Fe_2O_3, ~ 3% MgO, ~ 5—6% K_2O, ~ 7,16% H_2O. Изменение оптических свойств в зависимости от содержания воды и щелочи представлено на фиг. 344.

Глауконит может быть рассмотрен как промежуточный член между богатым алюминием *сколитом* и почти лишенным алюминия *селадонитом*. Сколит содержит ~ 49% SiO_2, ~ 18% Al_2O_3, ~ 6% Fe_2O_3, ~ 3% FeO, ~ 3% MgO, ~ 6% K_2O, ~ 13% H_2O и некоторое количество кальция; в селадоните ~ 56% SiO_2, ~ 17% Fe_2O_3, ~ 4% FeO, ~ 7% MgO, ~ 10% K_2O, ~ 5% H_2O. Состав глауконита меняется главным образом в этих пределах. Цвет минерала зеленый, более темный у глауконитов, обогащенных трехвалентным железом, которые отчетливо плеохроичны. $n_g = 1{,}586 \div 1{,}641$, $n_m = 1{,}581 \div 1{,}640$, $n_p = 1{,}559 \div 1{,}610$ соответственно для сколита и селадонита, у глауконита $n_g \approx n_m = 1{,}602 \div 1{,}634$, $n_p = 1{,}592 \div 1{,}604$; $(-)2V = 0 \div 20°$ (глауконит), $35 \div 65°$ (сколит).

Глауконит широко распространен в осадочных породах различного возраста. Он является типичным седиментогенным минералом мелководных бассейнов, формирующимся при незначительном изменении окислительно-восстановительного потенциала в мобильных водах. Глауконит, образующийся близ береговой линии, обычно богат глиноземом, а в более глубоких частях водных басссейнов развивается глауконит, богатый железом, что согласуется с миграционной способностью железа и алюминия в водных бассейнах.

4. Группа хрупких слюд

В группу хрупких слюд включены следующие минералы: *маргарит* $CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$, *ксантофиллит* $Ca(Mg, Al)_{3-2}[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$, *битиит* $CaLiAl_2[AlBeSi_2O_{10}](OH)_2$, *анандит* $Ba(Fe, Mg)_3[(Si, Al, Fe)_4O_{10}](O, OH)_2$ и *хлоритоид* $(Mg, Fe)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$, которые напоминают слюды как в структурном отношении, так и по внешнему виду, но листочки их хрупкие, а не упругие.

Маргарит $CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$. Название связано с его жемчужным блеском [«маргаритес» по-гречески жемчуг.— *Перев.*]. Содержит 14,0% CaO, 51,3% Al_2O_3, 30,1% SiO_2 и 4,6% H_2O. В некоторых разновидностях алюминий может замещаться Fe^{3+}, а часть кальция — Fe^{2+}. *Эфесит* представляет собой натрийсодержащий маргарит.

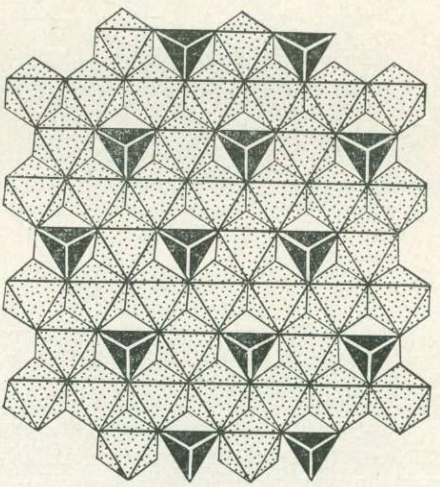
Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/c$, $a_0 = 5{,}12$ Å, $b_0 = 8{,}90$ Å, $c_0 = 9{,}73$ Å, $\beta = 100°48'$, $Z = 4$. В структурном отношении аналогичен мусковиту, но вместо катионов калия между пакетами располагаются катионы Ca^{2+}, компенсирующие возросший отрицательный заряд тетраэдрических слоев в связи с замещением 50% атомов кремния алюминием. Маргарит почти всегда встречается в виде чешуй или чешуйчатых агрегатов, отдельные индивиды обнаруживают двойникование по (110), подобно собственно слюдам. Главные линии на рентгенограмме: 3,51(3) — 3,168(10) — 2,769(2) — 2,402(2) — 1,902(5) — 1,608(2).

Физические свойства. Спайность по {001} совершенная. Хрупкий. Тв. 3,5—4,5. Уд. в. 3,05. Белый или желтоватый, сероватый с жемчужным блеском. $n_g = 1{,}630 \div 1{,}640$, $n_m = 1{,}629 \div 1{,}643$, $n_p = 1{,}620 \div 1{,}632$; $(-)2V = 0 \div 67°$. Плоскость оптических осей перпендикулярна (010) и $Ng = b$. Кривая ДТА характеризуется эндотермическим пиком при температуре 960°, а для богатых железом разностей еще одним таким же пиком при 530—540° и слабым экзотермическим при 300—320°, обусловленным окислением Fe^{2+} в Fe^{3+}.

Нахождение. Маргарит — типичный минерал регионально метаморфизованных пород и встречается в хлоритовых и слюдистых сланцах.

Ксантофиллит напоминает биотит, название связано с его желтоватым или коричневатым цветом [«ксантос» по-гречески желтый.— *Перев.*]. Обогащенный железом ксантофиллит называется *брандизитом*. Тв. 3,5 на плоскости (001) и 6 в направлении, перпендикулярном этой плоскости. Уд. в. 3,0—3,15. $n_g = 1{,}660$, $n_m = 1{,}659$, $n_p = 1{,}648$; $(-)\ 2V = 10 \div 20°$; плоскость оптических осей параллельна (010) или (в так называемом *клинтоните*) перпендикулярна (010). Главные линии на рентгенограмме: 3,57(3) — 3,23(8) — 2,56(10) — 2,11(5) — 1,499(7) — 1,484(7). Обычно встречается в ассоциации с хлоритами, гранатами, шпинелью и другими метаморфическими минералами.

Хлоритоид $(Mg, Fe)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$. Назван из-за сходства с хлоритовыми минералами. Содержит 22—28% FeO, 2—6% MgO, 38—42% Al_2O_3, 22—28% SiO_2, 6—8% H_2O, а также некоторое количество CaO, MnO (до 9%) и других элементов. Хлоритоид, обогащенный магнием, называется *сисмондином*, а марганцем — *оттрелитом*. *Мавинит* — минерал, переходный между хлоритоидом и ксантофиллитом.



Фиг. 345. Сетка в структуре хлоритоида с изолированными кремнекислородными тетраэдрами среди магнезиальных октаэдров (по Н. В. Белову).

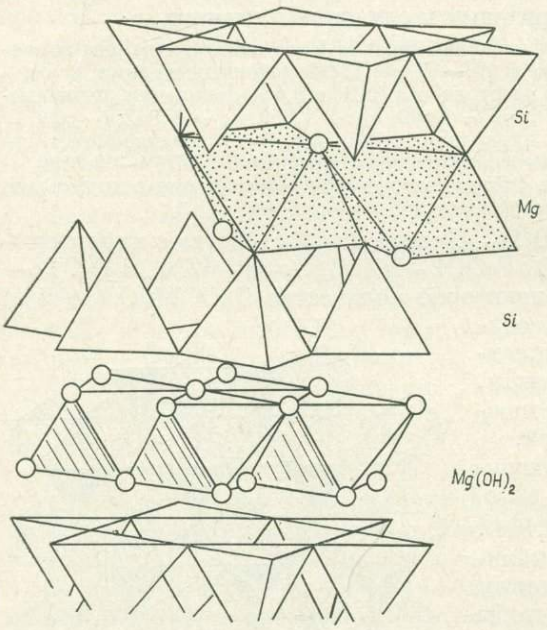
Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/c$, $a_0 = 9{,}45$ Å, $b_0 = 5{,}48$ Å, $c_0 = 18{,}16$Å, $\beta = 101°30'$, $Z = 4$. Формула хлоритоида может быть записана таким образом: $Fe_2Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_4$, чтобы подчеркнуть аналогию с рассмотренными выше минералами, но в структуре хлоритоида установлены изолированные группы $[SiO_4]$, связанные алюминиевыми октаэдрами в листы (фиг. 345); к ним прикреплены октаэдрические (бруситовые) слои из атомов железа (магния). Хлоритоид часто встречается в виде пластинчатых псевдогексагональных кристаллов, нередко сдвойникованных по (110), (130), (210), (120), и (310); двойниковая плоскость (001). Обычно образует розетковидные агрегаты или отдельные чешуи. Главные линии на рентгенограмме: 4,46(10) — 2,96(5) — 2,62(4) — 2,36(5) — 2,30(5) — 1,781(5).

Физические свойства. Спайность по {001} ясная, но в связи с особенностями структуры не такая совершенная, как в слюдах. Хрупкий. Тв. 6, 7, а у некоторых оттрелитов до 7. Уд. в. 3,26—3,57. Темно-серый до зеленовато-черного с сильным плеохроизмом, по Ng светло-желтый до бледно-зеленого, по Nm серовато-синий, индигово-синий или синевато-зеленый, по Np серовато-зеленый до бесцветного. $n_g = 1{,}728$, $n_m = 1{,}725$, $n_p = 1{,}722$; $(+)2V = 36 \div 68°$, плоскость оптических осей параллельна (010), Ng образует с перпендикуляром к (001) угол 3—30°.

Нахождение. Хлоритоид — главный минерал глинистых пород, испытавших низкотемпературный метаморфизм. Он ассоциирует с хлоритами, диаспором и другими минералами. Редко встречается в гидротермальных жилах.

5. Группа хлоритов

Хлориты (название произошло от греческого слова, означающего «зеленый») — это богатые водой магнезиальные и железистые алюмосиликаты, во многих отношениях напоминающие слюды. Они моноклинные, псевдогексагональные с совершенной спайностью по {001} и низкой твердостью. Отличаются от слюд по структуре; у них между пакетами вместо щелочных катионов располагаются бруситовые слои (фиг. 346), так что структура хлоритов может быть представлена как чередование талькоподобных и бруситоподобных слоев. Идеализированный химический состав чистых магнезиальных хлоритов может быть выражен следующей формулой: $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot Mg_3(OH)_6$. Магний замещается Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Cr^{3+}, Ni или Mn, кремний — алюминием в тетраэдрических ячейках. Общая формула хлоритов может быть записана так: $(Mg, Fe, Al, Cr, Ni, Mn)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg, Fe, Mn)_3(OH)_6$. Хлориты, как правило, триоктаэдрические образования, но установлен диоктаэдрический представитель, названный Al-судоитом и обнаруженный в гидротермальноизмененных кислых вулканических породах в Шварцвальде. Идеальный химический состав Al-судоита $Al_2[OH)_2Si_4O_{10}] \cdot Al_2(OH)_6$. Название *судоит* предложено для смешанных диоктаэдрических и триоктаэдрических членов.

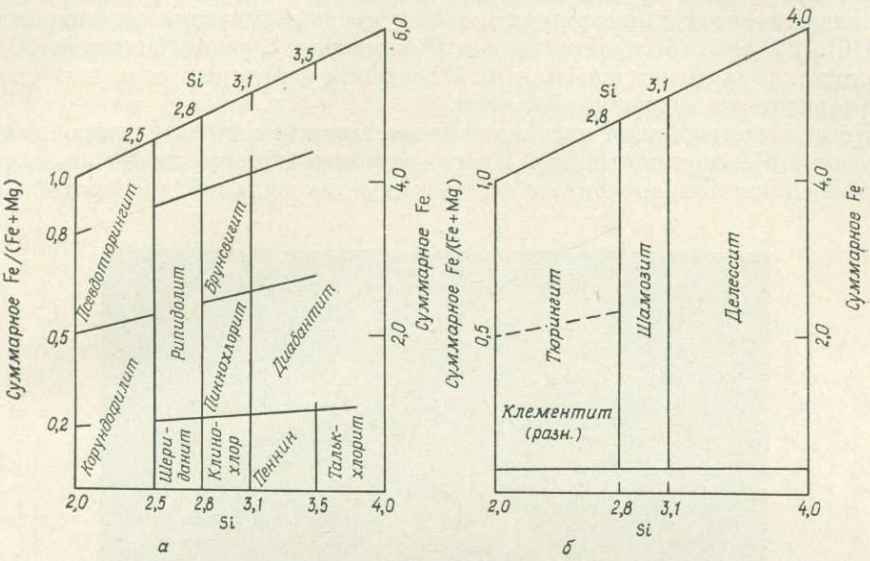


Фиг. 346. Структурная схема хлоритов.

Из-за сложности химического состава определение отдельных представителей группы затруднено. Обычно хлориты подразделяются на ортохлориты и лептохлориты. Эти понятия были предложены Чермаком в 1890 г. соответственно для хорошо окристаллизованных преимущественно магнезиальных хлоритов и микро- до криптокристаллических, богатых Fe^{3+}. Такое деление соответствует разработанному Хеем в 1954 г., который выделяет неокисленные хлориты (с содержанием Fe_2O_3 меньше 4%) и окисленные (с содержанием Fe_2O_3 более 4%). Дальнейшее последовательное подразделение, сделанное Хеем с учетом соответственно содержания атомов кремния и отношения всего железа к сумме железа и магния на основе 14 кислородов, приводит к составам большинства важных хлоритов (фиг. 347). Основные представители могут быть рассмотрены со следующими идеализированными формулами:

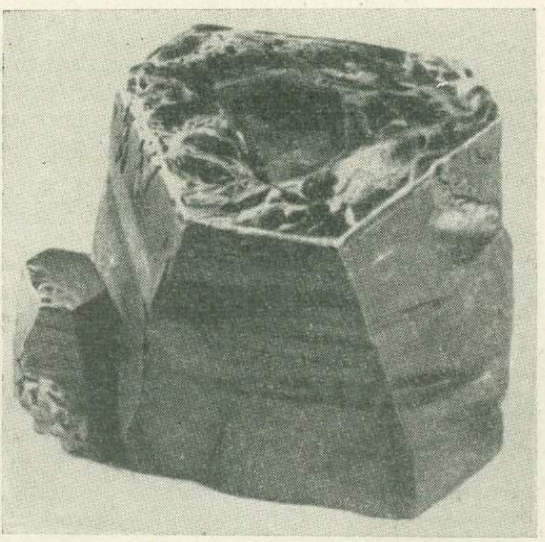
Тальк-хлорит	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot Mg_3(OH)_6$
Клинохлор	$(Mg, Al)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot Mg_3(OH)_6$
Корундофилит	$(Mg, Al)_3[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2 \cdot Mg_3(OH)_6$
Брунсвигит	$(Fe, Al)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot Fe_3(OH)_6$
Псевдотюрингит	$(Fe, Al)_3[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2 \cdot Fe_3(OH)_6$
Делессит	$(Fe, Mg)_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot (Mg, Fe)_3(O, OH)_6$
Шамозит	$(Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot (Fe, Mg)_3(O, OH)_6$
Тюрингит	$(Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2 \cdot (Mg, Fe)_3(O, OH)_6$

Дополнительные члены группы — *пеннантит* $(Mn, Al, Fe)_3[(Al, Si)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot Mn_3(OH)_6$, *гоньерит* $(Mn, Mg, Fe)_3[(Si, Fe)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot (Mn,$



Ф и г. 347. Разновидности ортохлоритов (*а*) и окисленных лептохлоритов (*б*) (по Нею).

$Mg, Fe)_3(O, OH)_6$, *кеммererит* $(Mg, Cr)_3[CrSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot Mg_3(OH)_6$, *кочубеит* — разновидность клинохлора с содержанием Cr_2O_3 более 4%, никельхлорит — с некоторым количеством никеля, *кукеит* $LiAl_4[AlSi_3O_{10}](OH)_8$, *манандонит* $LiAl_4[AlBSi_2O_{10}] \cdot (OH)_8$ и некоторые другие разновидности, такие, как лейхтенбергит (разн. клинохлора), грохауит (разн. шериданита), афросидерит (разн. рипидолита), бавалит (разн. дафнита), гренгесит (Mn-брунсвигит), Mn-пеннин, Cr-клинохлор и другие.

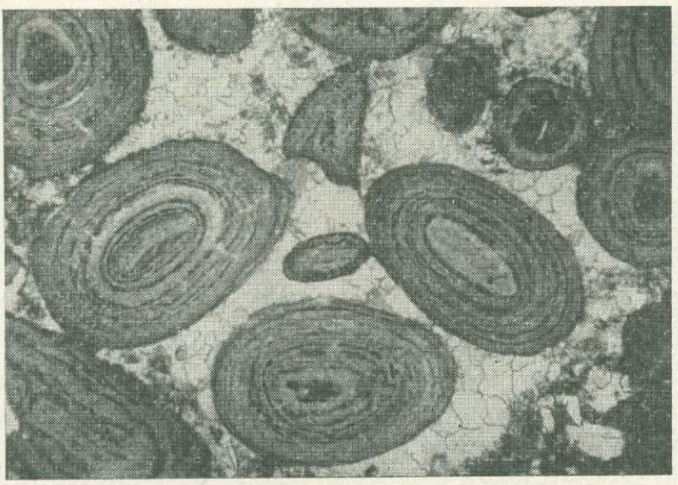


Ф и г. 348. Кристалл пеннина из Альп (по Кенигсбергеру, Ниггли и Паркеру).

Морфологически хлориты сходны со слюдами. Они кристаллизуются в призматическом в. с. и имеют различные полиморфные модификации; параметры изменяются в следующих пределах: $a_0 = 5{,}2 \div 5{,}4$ Å, $b_0 = 9{,}2 \div 9{,}36$ Å, $c_0 = 28{,}30 \div 28{,}58$ Å, $\beta \approx 97°$ (у шамозита 90°), $Z = 4$. Ортохлориты часто встречаются в виде довольно крупных псевдогексагональных или псевдотригональных кристаллов (фиг. 348), а лептохлориты, микро- и криптокристаллические, часто образуют оолитовые и пизолитовые агрегаты (фиг. 349). Часты двойники по (110) или (001). Обычно распространены в виде листовых агрегатов.

Подобно тальку и пирофиллиту, хлориты характеризуются совершенной спайностью по (001), листочки их гибкие, но не упругие. Тв. 2—2,5, понижается до 1,5 у корундофилита и шериданита. Уд. в. 2,6—3,3; последнее значение относится к лептохлоритам. Плоскость оптических осей параллельна (010). $2V \approx 0°$ (большинство почти одноосные), редко большой (30—40° для клинохлора и корундофилита). Изменения некоторых основных свойств ортохлоритов показаны на фиг. 350.

Лептохлориты имеют несколько более высокие показатели преломления (шамозит 1,64, тюрингит 1,68). Многие хлориты обнаруживают аномальные интерференционные окраски, обусловленные их сильной дисперсией света.



Фиг. 349. Оолиты шамозита из Балканских гор (по Атанасову).

В связи с тем что структура допускает широкое изоморфное замещение с заметным изменением состава, меняются и их свойства. Для практических целей хлориты могут быть классифицированы следующим образом:

а) оптически положительные с нормальными интерференционными окрасками — Mg-хлориты;

б) оптически положительные с аномальными коричневыми интерференционными окрасками — Mg-Fe-хлориты;

в) оптически отрицательные с аномальными синими или фиолетовыми интерференционными окрасками — Fe-Mg-хлориты;

г) оптически отрицательные с нормальными интерференционными окрасками — Fe-хлориты.

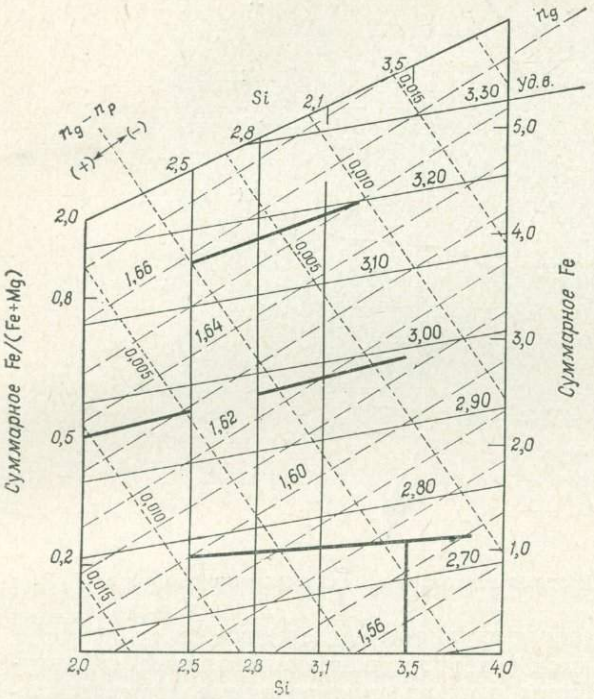
Большинство хлоритов различаются по показателю преломления n_m, значение которого около 1,630, и по величине Fe(Fe — Mg) 0,52. Хлориты с $n_m > 1{,}630$, богатые железом, оптически отрицательны и плеохроируют в фиолетовых тонах по Nm, а с $n_m < 1{,}630$, богатые магнием, оптически положительны и характеризуются коричневыми окрасками плеохроизма по Nm. Двупреломление возрастает с увеличением и с уменьшением показателей преломления вдали от указанного выше значения.

Типичные кривые ДТА главнейших хлоритов представлены на фиг. 351. Главные линии на рентгенограммах:

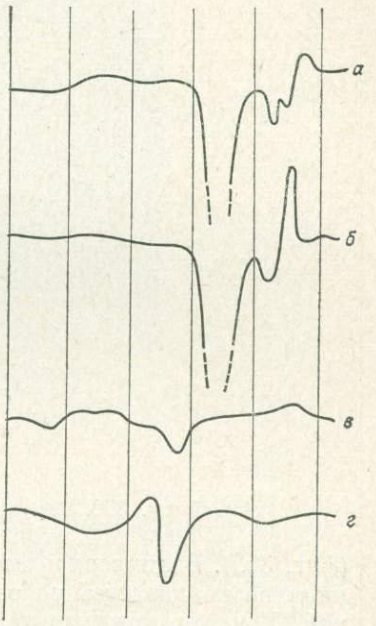
Диабантит 15,0(10) — 7,15(9) — 4,62(6) — 3,58(7) — 2,47(6) — 1,545(7)
Пеннин 14,3(6) — 7,17(10) — 4,78(10) — 3,585(10) — 2,867(6) — 1,579(4)
Кеммererит 15,0(10) — 7,1(10) — 4,7(10) — 3,59(10) — 2,51(7) — 1,546(9)
Клинохлорит 3,53(10) — 1,998(9) — 1,564(9) — 1,535(10) — 1,393(10) — 1,220(8)
Дафнит 6,76(9) — 3,47(5) — 2,55(4) — 2,38(4) — 2,00(5) — 1,55(7)

Рипидолит 7,05(8) — 4,68(6) — 3,536(7) — 2,589(10) — 2,013(7) — 1,556(10)
Шериданит 7,04(8) — 4,68(9) — 3,509(10) — 1,562(10) — 1,534(10) — 1,390(10)
Корундофилит 7,03(10) — 4,68(9) — 3,51(10) — 2,59(5) — 2,54(5) — 2,00(5)
Псевдотюрингит 6,7(8) — 4,69(5) — 3,505(10) — 1,553(6) — 1,539(4) — 1,518(4)
Шамозит 7,04(10) — 3,513(10) — 2,796(9) — 2,514(9) — 2,137(6) — 1,551(7)
Тюрингит 6,8(10) — 3,48(10) — 2,59(9) — 2,26(7) — 2,00(9) — 1,552(10)

Минералы группы хлоритов представляют собой низкотемпературные образования, главным образом гидротермального и седиментогенного происхождения. Ортохлориты встречаются как продукты изменения темноцветных



Ф и г. 350. Изменение показателей преломления (n_o), двупреломления и удельного веса у ортохлоритов (по Нею).



Ф и г. 351. Кривые ДТА хлоритов.

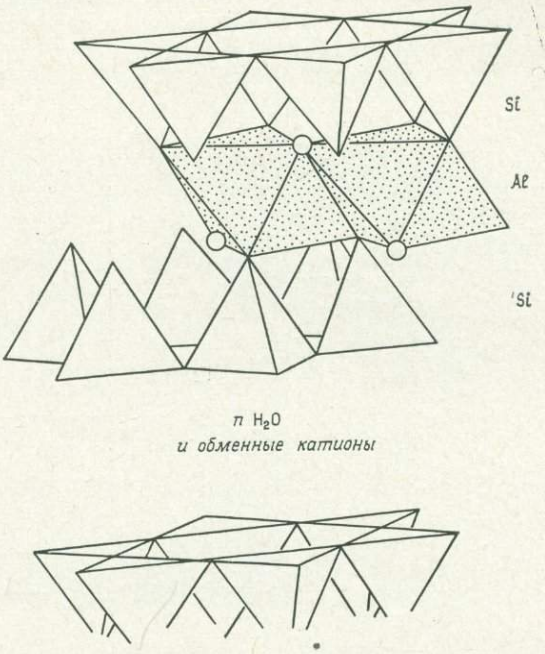
а — клинохлор; *б* — пеннин; *в* — шамозит; *г* — тюрингит; вертикальные линии: 100—200—400—600—800—1000°.

минералов — биотита, амфиболов, пироксенов и других, а также как главные представители регионально метаморфизованных (хлоритовых) сланцев в тесном парагенезисе с эпидотом, цоизитом, кварцем и другими минералами. Хорошо окристаллизованные хлориты (пеннин и клинохлор) устанавливаются в жилах альпийского типа, таких, как в швейцарском Тироле и Биннентале. Хром- и никельсодержащие хлориты связаны с ультраосновными породами, подвергшимися гидротермальным изменениям, как, например, в Уральских горах.

Лептохлориты (тюрингит, шамозит) отмечаются в осадочных породах, иногда в значительных количествах (Тюрингия, ГДР). Шамозит особенно часто образует оолитовые агрегаты и ассоциирует с сидеритом и сульфидами железа, что свидетельствует о формировании его в обстановке низкого окислительно-восстановительного потенциала, обычно в литоральных зонах.

6. Группа монтмориллонита — вермикулита

Минералы этой группы в некотором отношении напоминают хлориты. Подобно последним, в их основе лежит структурный мотив талька, пирофиллита или слюд, но между пакетами у них вместо бруситовых слоев находятся молекулы воды и некоторые обменные катионы (главным образом щелочные)



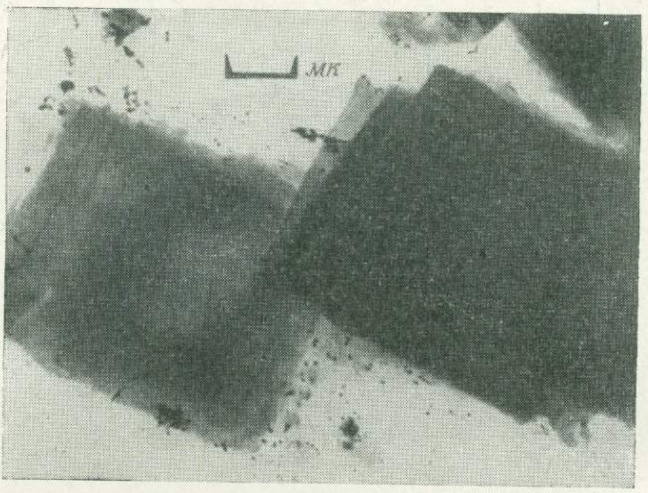
Ф и г. 352. Структурная схема монтмориллонитовых минералов.

(фиг. 352). Взаимосвязь между двумя группами подчеркивается существованием разновидностей со смешанной (хлорит-монтмориллонитовой) структурой. Главные представители группы и их идеализированные формулы следующие:

Монтмориллонит	$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Бейделлит	$Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Нонтронит	$Fe_2^{3+}[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Al-нонтронит	$Fe_2^{3+}[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Сапонит	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Вермикулит	$Mg_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
Цинксилит	$Zn_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$

Обычно монтмориллонит содержит немного Mg, а сапонит — Al. Дополнительные члены подгрупп представлены соответственно следующими разновидностями: *ферримонтмориллонит*, *феррибейделлит*, *волконскоит* (содержит до 20% Cr_2O_3), *аллевардит* (со структурой смешанного типа из гидромусковитового и бейделлитового мотивов), *стевенсит* (со структурой из талькового и сапонитового мотивов), *гекторит*, литиевый сапонит (до 1,05% Li_2O), *ректорит* (со структурой смешанного типа из пирофиллитового и монтмориллонитового мотивов), *карденит* (по существу — ферривермикулит), Al-*сапонит*, *феррисапонит* (гриффитит или лембергит), Ni-вермикулит, Zn-сапонит (соконит) с ZnO около 35%, Cu-*сапонит* (*медмонтит*) с CuO около 20%, *Ni-сапонит* (*пимелит*) и, наконец, *батавит*, являющийся отчасти промежуточным между монтмориллонитом и хлоритом.

Минералы монтмориллонитовой подгруппы — моноклинные с параметрами $a_0 = 5{,}15 \div 5{,}23$ Å, $b_0 = 8{,}95 \div 9{,}11$ Å, $c_0 = 15{,}0 \div 15{,}5$ Å соответственно для монтмориллонита и нонтронита. Вермикулит имеет доматический в. с. Cc, $a_0 = 5{,}33$ Å, $b_0 = 9{,}18$ Å, $c_0 = 28{,}90$ Å, $\beta = 97°$. Он обычно встречается в виде чешуй или псевдоморфоз по биотиту или гидробиотиту и отличается своим бронзово-желтым, коричневатым или зеленоватым цветом, низкой твердостью (1—1,5) и гибкостью листочков. Уд. в. 2,4—2,7. В тонких



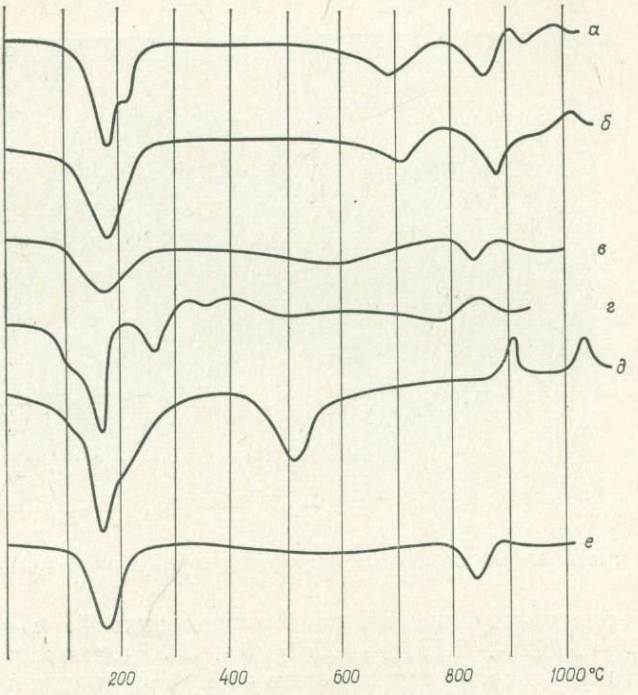
Фиг. 353. Сапонит под электронным микроскопом (по Кахуну).

пластинках бледно-коричневый, слабо плеохроичный. $n_g = n_m = 1{,}545 \div 1{,}581$, $n_p = 1{,}525 \div 1{,}561$; $(-)2V = 0 \div 8°$. Весьма характерна для вермикулита его способность к увеличению объема (примерно в 25 раз от первоначального) при нагревании в связи с выделением межпакетной воды, благодаря чему он является теплоизолятором и звукопоглотителем. Способностью увеличивать свой объем обладают также монтмориллониты, которые обычно встречаются в виде тонко-, микро- или криптокристаллических и метаколлоидных масс, обнаруживая листоватое строение только под электронным микроскопом (фиг. 353). Сапонит и монтмориллонит иногда наблюдаются в виде волокнистых агрегатов. Монтмориллонитовые минералы белые, серые, желтовато-зеленые до коричневых, обычно характеризуются малым отрицательным 2V (у нонтронита $2V = 60 \div 70°$), показатели преломления изменяются в следующих пределах: $n_g = n_m = 1{,}508 \div 1{,}511$ до $1{,}606 \div 1{,}615$, $n_p = 1{,}484 \div 1{,}490$ до $1{,}568 \div 1{,}575$ для монтмориллонита, сапонита, нонтронита и соконита соответственно. Неотъемлемым свойством, особенно для монтмориллонита, является способность: а) к абсорбции воды между пакетами в структуре с увеличением объема примерно в 10 раз по отношению к первоначальному; б) к катионному обмену таких элементов, как Mg, Na, Ca и K; в) к поглощению некоторых органических красителей. Например, бензидином монтмориллонит окрашивается в синий цвет, а минералы, похожие на него по внешнему виду (каолинит, галлуазит, серицит и гидрослюды), остаются бесцветными или белыми; от хризоидина монтмориллонит приобретает кирпично-красную окраску, каолинит — бледно-желтую. Типичные кривые ДТА основных членов группы представлены на фиг. 354. Главные линии на рентгенограммах:

Монтмориллонит 15,3(10) — 4,50(10) — 3,07(10) — 2,55(10) — 1,497(10)
Бейделлит 15,1(10) — 4,45(10) — 3,02(10) — 2,60(10) — 2,49(10) — 1,488(10)

Нонтронит 16,6(10) — 4,52(7) — 3,066(6) — 1,519(10) — 1,310(7) — 1,258(6)
Сапонит 15,8(8) — 4,57(10) — 2,65(8) — 1,527(10) — 1,320(8) — 1,301(8)
Вермикулит 13,7(10) — 2,65(4) — 2,55(6) — 2,39(8) — 1,533(9) — 1,321(4)
Стевенсит 9,78(8) — 4,52(8) — 3,22(6) — 2,60(8) — 2,49(8) — 1,52(10) — 1,31(8)

Монтмориллонитовые минералы представляют собой почти исключительно продукты выветривания, получающиеся за счет разрушения некоторых алюмосиликатов (особенно слюд и полевых шпатов). Они образуются



Фиг. 354. Кривые ДТА монтмориллонитов.
а, *б* — монтмориллонит; *в* — бейделлит; *г* — вермикулит; *д* — нонтронит; *е* — сапонит.

из щелочных растворов, тогда как из кислых растворов вместо монтмориллонита кристаллизуется каолинит. Иллит же, как продукт разложения, формирующийся в нейтральной среде, представляет собой промежуточное образование. Монтмориллонит — главный составной компонент бентонитов или бентонитовых глин, которые возникают при выветривании и изменении пирокластических материалов (вулканические пеплы и туфы). Нонтронит образуется при разложении темноцветных минералов ультраосновных пород (серпентиниты); аналогичное происхождение имеет и сапонит.

Вермикулит происходит при выветривании или при гидротермальном изменении биотита и других темноцветных минералов и встречается в значительных массах в серпентинитовых породах.

7. *Группа антигорита — каолинита*

Главные минералы группы — *антигорит-хризотил* $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$, *каолинит* $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ и *галлуазит* $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$. Первый в структурном отношении соответствует тальку, два других — пирофиллиту, но с одинарными кремнекислородными слоями и асимметрично прикрепленными к ним дополнительными гидроксильными группами. Из-за значительной разницы в размерах ионных радиусов Mg и Al, с одной стороны, и Si —

с другой, обусловливающей изгибание кремнекислородных слоев, некоторые минералы группы (хризотил, галлуазит) формируются в виде трубкообразных кристаллов (фиг. 355). Такие минералы обычно имеют волокнистый облик и называются «соленосиликаты» (solenosilicates) или «трубчатые силикаты». Элементы-примеси в составе этих минералов позволяют удерживать кремнекислородные сетки в плоском состоянии.

Антигорит и хризотил вместе с другими магнезиальными, железистыми и никелевыми аналогами встречаются в измененных ультраосновных породах (серпентинитах) и рассматриваются как серпентинитовые минералы или серпентины.

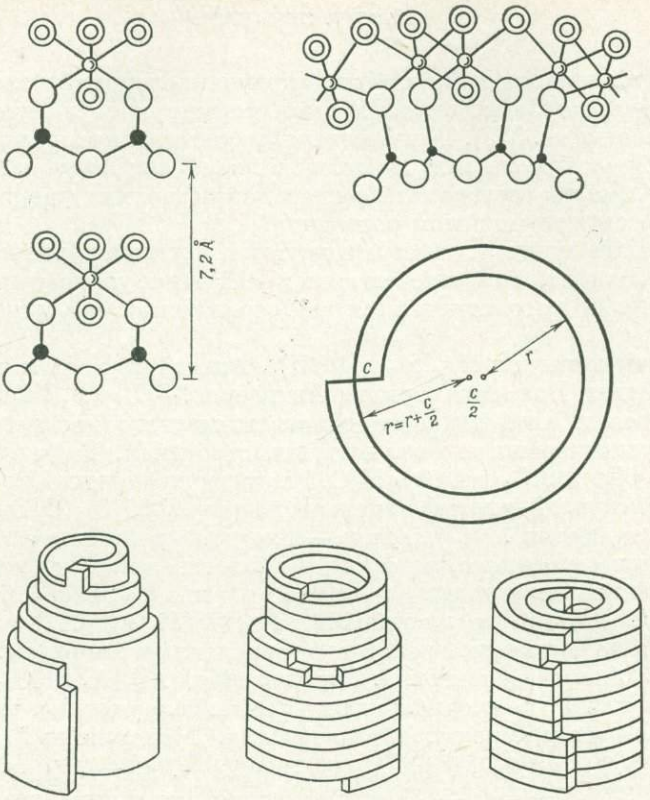
Антигорит-хризотил $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$. Антигорит назван по местонахождению его вблизи Пьемонта [долина Антигорио.— *Перев.*]; название «хризотил» относится к разновидности золотисто-желтого цвета с шелковистым блеском, обусловленным его волокнистым строением. Теоретический состав: 43,0% MgO, 44,1% SiO_2 и 12,9% H_2O. Имеются разновидности с содержанием Fe, Mn, Ni (*непуит* — чистый никельантигорит $Ni_6Si_4O_{10}(OH)_8$, *гарниерит* — никелевый хризотил). *Серпофит* — плотная разновидность антигорита или в основном серпентина, *керолит* — аналогичен им, но имеет более высокое содержание кремнезема (~ 50%) и низкое MgO (30%). *Гриналит* $Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8$, *кронштедтит* $Fe_6[Fe_2^{3+}Si_2O_{10}](OH)_8$ и *бертьерин* $Fe_6[AlSi_3O_{10}](OH)_8$ отвечают некоторым окисленным хлоритам. *Гроувесит* — марганцевый аналог бертьерина. *Амезит* $(Mg, Al)_6[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$ — аналог корундофилита, но с одинарными кремнекислородными слоями.

Кристаллографическая характеристика. Моноклинный (*Cm*, *C*2 или *C*2/*m*), $a_0 = 5{,}30 \div 5{,}34$ Å, $b_0 = 9{,}20 \div 9{,}22$ Å, $c_0 = 7{,}46 \div 14{,}65$ Å, $\beta = 91°24' - 93°16'$, $Z = 1 \div 2$ соответственно для антигорита и хризотила; известны и ромбические модификации для обоих минералов. Структура их и образование хризотиловых трубок изображены на фиг. 355. Удлинение волокон совпадает с направлением *a*. Кроме хризотила с присущим ему волокнистым строением (фиг. 356), все другие представители серпентинов, включая антигорит, встречаются в виде микро- и криптокристаллических листоватых агрегатов. Большинство из них имеют коллоидальный или метаколлоидальный характер. Главные линии на рентгенограммах:

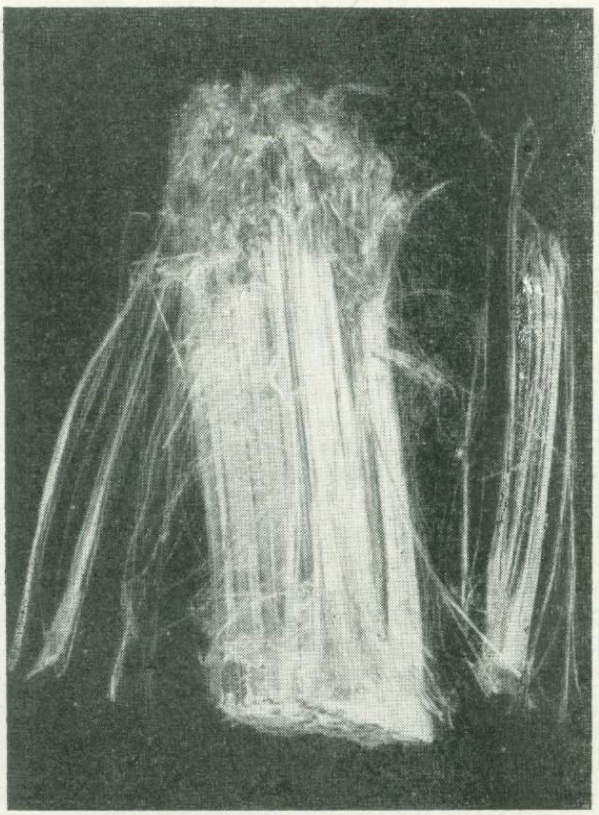
Хризотил 7,36(9) — 3,66(10) — 2,571(8) — 2,424(8) — 1,522(10) — 1,300(7)
Антигорит 7,36(9) — 3,641(9) — 2,558(10) — 2,186(7) — 1,583(8) — 1,553(8)
Керолит 7,31(10) — 3,56(8) — 2,42(6) — 1,74(6) — 1,52(10) — 1,30(8)
Непуит 7,26(10) — 3,61(8) — 2,480(6) — 2,425(6) — 1,527(10) — 1,494(6)
Гарниерит 9,8(10) — 4,5(4) — 2,86(4) — 2,65(6) — 2,40(6) — 1,552(8)
Гриналит 7,12(8) — 3,56(8) — 2,57(10) — 2,184(4) — 1,593(6) — 1,553(4)
Кронштедтит 6,72(8) — 3,49(7) — 2,70(6) — 2,41(6) — 1,58(7) — 1,55(4) — 1,44(4)
Амезит 6,93(8) — 3,47(10) — 2,467(6) — 1,920(7) — 1,529(5) — 1,339(4)

Физические свойства. Спайность по {001} совершенная. Тв. 2—3,5. Уд. в. 2,2—3,4 (керолит, кронштедтит), 2,62 (антигорит), 2,36—2,50 (хризотил). В тонких пластинках бесцветный или зеленый до коричневого. Показатели преломления колеблются между 1,55 и 1,80 (наибольшее значение для богатых железом). У антигорита $n_m = 1{,}55 \div 1{,}58$, у хризотила $n_m = 1{,}54 \div 1{,}55$; низкие показатели преломления последнего обусловлены несколько большим содержанием воды и меньшим — глинозема, что также объясняет и его трубчатую форму. Двупреломление у хризотила (0,013) немного выше, чем у антигорита (0,007). Большинство минералов оптически отрицательные, лишь некоторые имеют положительный оптический характер (амезит, непуит, хризотил); 2V около 50° для антигорита, 30° для хризотила, другие минералы почти одноосны. Кривые ДТА представлены на фиг. 357.

Нахождение. За исключением железистых представителей группы (кронштедтит, бертьерин и гриналит), ассоциирующих с седиментогенными железорудными месторождениями, и гроувесита, устанавливаемого в марганце-

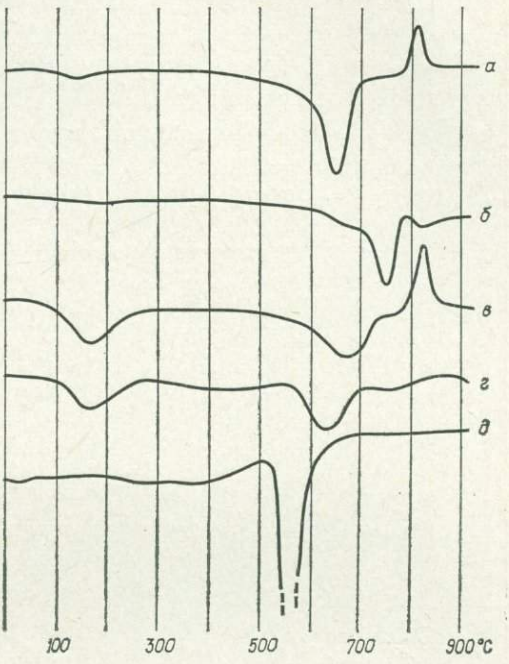


Ф и г. 355. Структура антигорит-хризотила и рост хризотиловых кристаллов (по Ягодинскому и Кунцу).

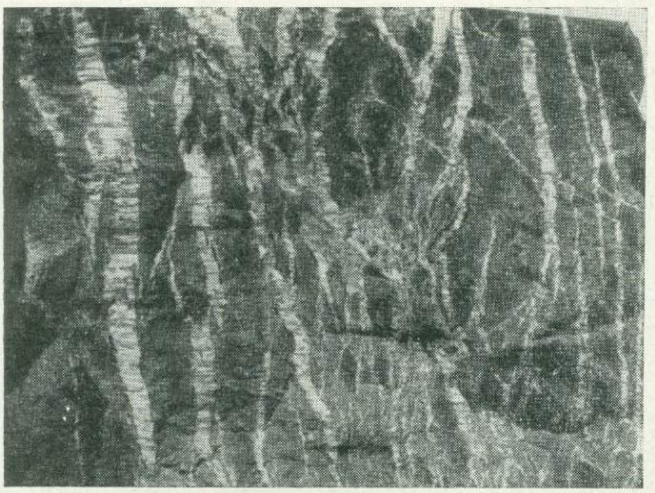


Ф и г. 356. Хризотиловый асбест.

вых месторождениях, все другие минералы встречаются почти исключительно в ультраосновных породах типа перидотитов и пироксенитов. В них они образуют относительно тонкие прожилки (фиг. 358) в результате гидротермального изменения (процесс серпентинизации) главным образом оливина: $2Mg_2SiO_4 + 2H_2O + CO_2 \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + MgCO_3$. В присутствии железа формируются железистые разновидности серпентинов и карбонатов, а при наличии кальция вместо магнезита может образоваться доломит. Серпентинитовые породы такого происхождения могут быть превращены под действием супергенных растворов в воскоподобные нонтрониты, керолиты, гарниериты или другие минералы.



Фиг. 357. Кривые ДТА серпентиновых минералов.
а — хризотил; *б* — антигорит; *в* — керолит; *г* — непуит; *д* — кронштедтит.

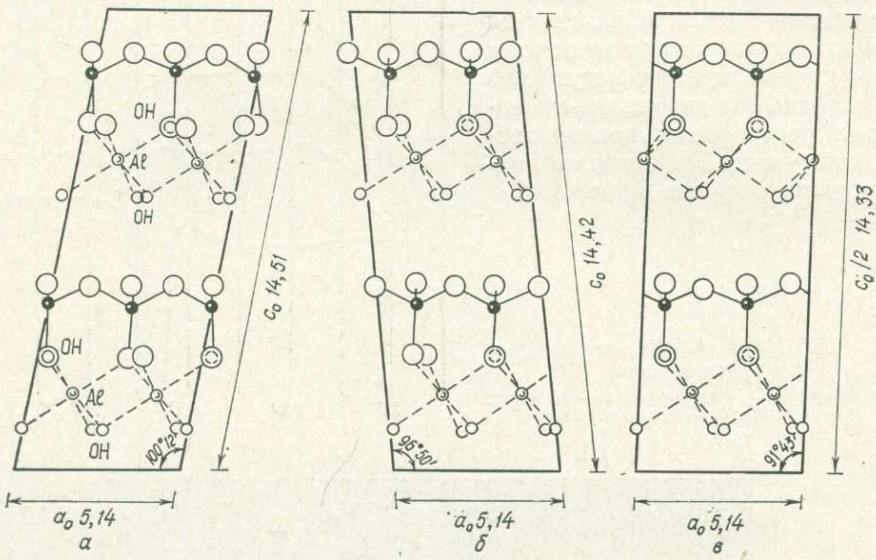


Фиг. 358. Хризотиловые прожилки в серпентините.

Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. Название получил по местности в Китае около Као-Лина. *Диккит* и *накрит* — полиморфные модификации. *Анаксит* — разновидность с более высоким содержанием кремнезема. *Донбассит* характеризуется структурой смешанного каолинит-хлоритового типа, *монотермит* — смесь каолинита и гидрослюды, *леверрьерит* — смесь каолинита и мусковита. Под *аллофанами* понимают разные коллоидальные вещества, состоящие из SiO_2 и Al_2O_3, часто с содержанием других компонентов, таких,

как Cr (милошит), Fe (гизингерит), PO_4, SO_4 и др. Обычно аллофаны коломорфные, голубого цвета. Теоретически каолинит содержит 41,2% Al_2O_3, 48,0% SiO_2 и 10,8% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Пинакоидальный в. с. $P\bar{1}$, $a_0 = 5{,}14$ Å, $b_0 = 8{,}93$ Å, $c_0 = 7{,}37$ Å, $\alpha = 91°48'$, $\beta = 104°30'$, $\gamma = 90°$, $Z = 1$. Однако, подобно диккиту и накриту, существуют другие модификации с доматическим в. с. Cc, $a_0 = 5{,}15$ Å, $b_0 = 8{,}92$ Å, $c_0 = 14{,}53$ Å, $\beta = 100°12'$, $Z = 2$. Параметры элементарной ячейки диккита: $a_0 = 5{,}15$ Å, $b_0 = 8{,}96$ Å, $c_0 = 14{,}45$ Å, $\beta = 96°50'$ $Z = 2$; накрита: $a_0 = 5{,}17$ Å, $b_0 = 8{,}96$ Å, $c_0 = 28{,}72$ Å, $\beta = 91°43'$, $Z = 4$. Для последнего известна также



Ф и г. 359. Структура каолинита (*а*), накрита (*б*) и диккита (*в*).

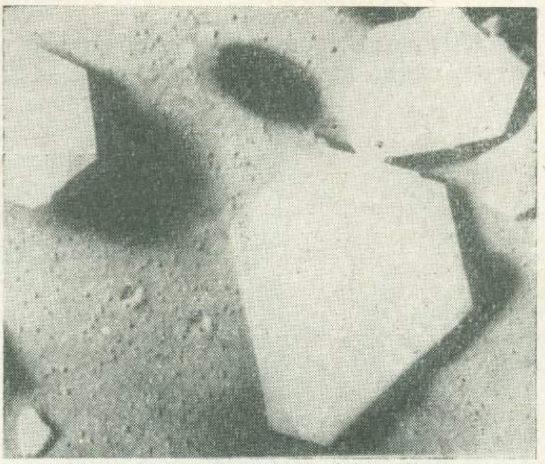
псевдотригональная модификация ($R3c$), $a_0 = 5{,}15$ Å, $b_0 = 8{,}96$ Å, $c_0 = 43{,}1$ Å, $\beta = 90°20'$, $Z = 6$. Структуры трех полиморфных модификаций представлены на фиг. 359. Все три минерала встречаются в виде псевдогексагональных пластинок, обычно микроскопических (фиг. 360, 361). Но некоторые каолиниты известны в форме трубчатых кристаллов, аналогичных галлуазиту. Главные линии на рентгенограммах:

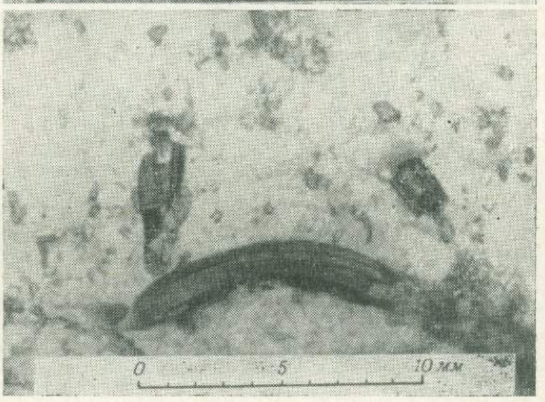
Каолинит 7,14(10) — 3,57(10) — 2,338(8) — 1,487(10) — 1,283(7) — 1,126(8)
Диккит 7,17(1) — 3,592(10) — 2,345(10) — 1,988(8) — 1,666(10) — 1,322(10) — 1,192(6)
Накрит 7,15(10) — 4,42(8) — 3,59(10) — 2,416(10) — 1,489(8) — 1,372(6)
Аноксит 7,4(8) — 4,6(10) — 4,08(10) — 3,59(8) — 1,67(6) — 1,502(8)
Донбассит 4,80(10) — 3,536(10) — 2,834(6) — 2,334(7) — 1,662(6) — 1,496(6)

Физические свойства. Каолинитовые минералы обычно землистые, белые, с низкими твердостью (1—3) и уд. в. (~2,5). Показатели преломления и 2V изменяются в следующих пределах:

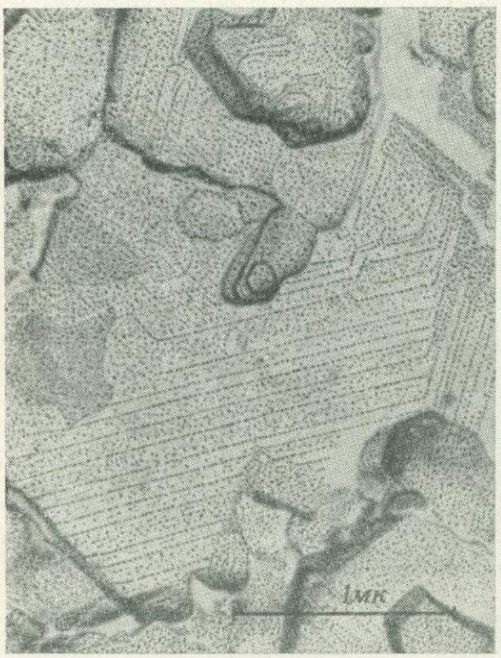
	n_g	n_m	n_p	2V, °
Каолинит	1,566	1,565	1,561	(—)10—57
Накрит	1,563	1,562	1,557	(—)40—90
Диккит	1,567	1,563	1,561	(+)68—80
Донбассит	1,581	1,569	1,563	(+)52

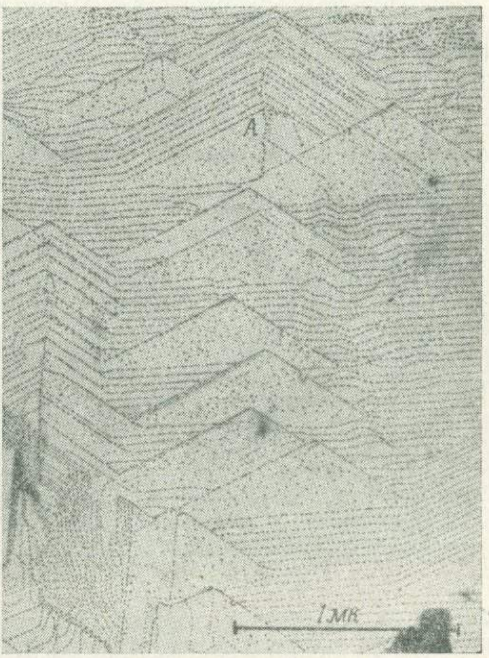
Ф и г. 360. Электронная фотография кристаллов каолинита, × 8000 (вверху). Крупный призматический кристалл каолинита, удлиненный по оси *c*; из Восточных Родоп, Болгария (внизу) (по Тодоровой).



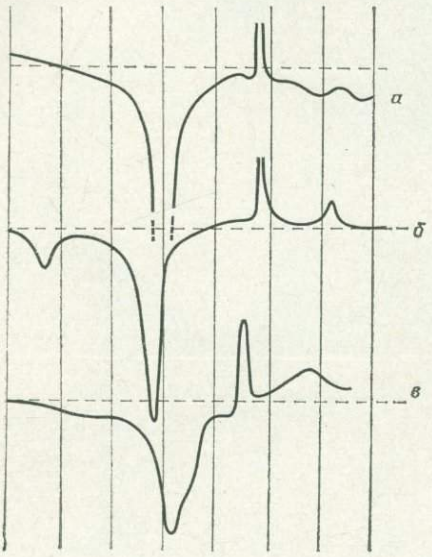


Ф и г. 361. Декорированные поверхности отдельного каолинитового кристалла (слева) и отдельного диккитового кристалла (справа), показывающие, что может быть использовано для отличия одного минерала от другого (по Г. С. Грицаенко и Н. Д. Самотоину).





Типичные кривые ДТА изображены на фиг. 362. Аллофаны стекловатые, белые, синие или желтоватые, тв. 2—3,5, уд. в. 1,85—1,90, оптически изотропны, $n \sim 1{,}48$.

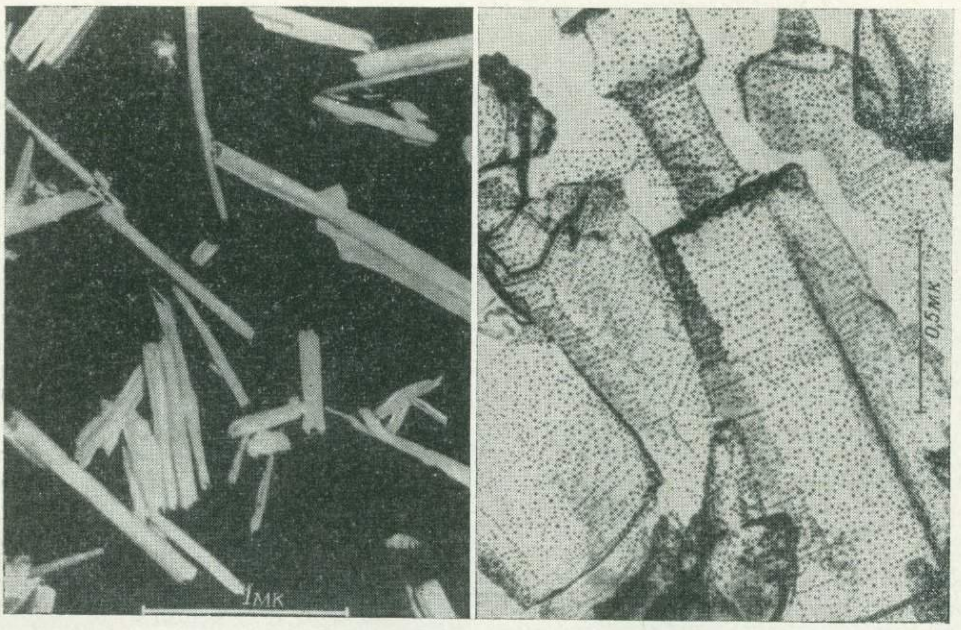


Ф и г. 362. Кривые ДТА каолинита (*а*), галлуазита (*б*) и донбассита (*в*). Вертикальные линии: 0 ÷ 1400° С.

Нахождение. Каолинитовые минералы широко распространены как продукты выветривания или низкотемпературного гидротермального изменения алюмосиликатов (главным образом полевых шпатов) в кислой среде.

Галлуазит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$ назван в честь Омалиуса Д'Галлуа (1707—1789), который первый исследовал его. Он отличается от каолинита наличием молекул воды, расположенных между пакетами в структуре, так же как в монтмориллонитовых минералах. Железосодержащие галлуазиты называются *ферригаллуазитами* (гинзбургит); некоторые галлуазиты содержат хром. Минерал кристаллизуется в доматическом в. с. Cm, $a_0 = 5{,}15$ Å. $b_0 = 8{,}9$Å, $c_0 = 10{,}1$ Å, $\beta = 100°12'$, $Z = 1$. Галлуазит всегда встречается в виде трубчатых кристаллов (фиг. 363) ультрамикроскопических размеров. $n_m = 1{,}55 \div 1{,}56$. Кривые ДТА представлены на фиг. 362. Главные линии на рентгенограммах: 10,4(10) — 9,7(7) — 4,41(10) — 2,57(7) — 1,483(10) — 1,236(7) (галлуазит); 7,17(5) — 4,45(10) — 3,68(7) — 2,565(7) — 1,695(8) — 1,488(10) (ферригаллуазит).

Галлуазит ассоциирует с каолинитом и иллитами.



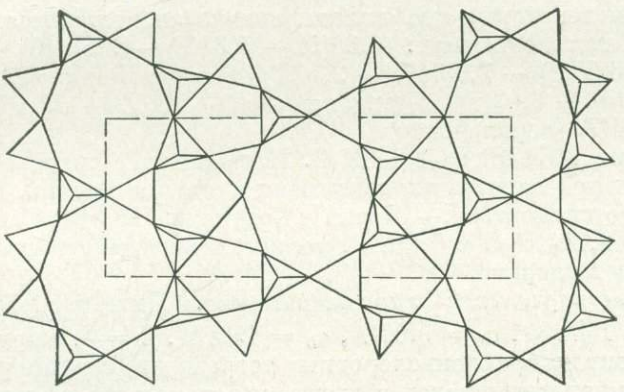
Ф и г. 363. Трубчатые кристаллы галлуазита (по Ф. В. Чухрову) и декорированные поверхности галлуазитовых кристаллов, проявляющие атомные слои (по Г. С. Грицаенко и Н. Д. Самотоину).

8. *Группа окенита — тоберморита*

Группа включает следующие кальциевые силикаты:

		Уд. в.	n_m
Окенит	$Ca_3Si_6O_{15}\cdot 6H_2O$	2,3	1,535
Некоит	$Ca_3Si_6O_{15}\cdot 6H_2O$	2,3	1,535
Трускотит	$Ca_3Si_6O_{15}\cdot 2H_2O$	2,35	1,549
Гиролит	$Ca_4Si_6O_{15}(OH)_2\cdot 4H_2O$	2,39	1,532
Риверсайдит	$Ca_{10}Si_{12}O_{31}(OH)_6\cdot 3H_2O$	2,6	1,600
Тоберморит	$Ca_{10}Si_{12}O_{31}(OH)_6\cdot 8H_2O$	2,42	1,571
Пломбьерит	$Ca_{10}Si_{12}O_{31}(OH)_6\cdot 18H_2O$	?	1,550
Тахаранит	$(Ca, Mg, Al)SiO_3\cdot H_2O$	2,36	1,537

Окенит и некоит различаются по оптическим свойствам и рентгеновским константам. Они триклинные, и их структуры представлены кремнекислородными слоями, образованными конденсацией ксонотлитовых лент (фиг. 364) типа $[Si_6O_{15}]$, чем и объясняется их чешуйчатый облик и спайность по {001}.



Фиг. 364. Структурная схема окенита (по Н. В. Белову и Х. С. Мамедову).

Минералы второй подгруппы сходны с первыми, но они псевдогексагональные, с совершенной спайностью по {0001}. Минералы тоберморитовой подгруппы ромбические и их структуры также имеют сконденсированные ксонотлитовые ленты, направленные параллельно оси b, но торцы лент, находящихся на разных уровнях, надвинуты друг на друга зигзагообразно и образуют гофрированную сетку состава $[Si_{12}O_{31}]$. Главные линии на рентгенограммах:

Окенит 8,87(10) — 4,57(9) — 3,56(9) — 3,09(9) — 2,92(9) — 1,80(8)
Некоит 9,25(10) — 3,36(10) — 2,82(10) — 2,47(8) — 1,90(5) — 1,83(8)
Риверсайдит 5,52(7) — 3,06(10) — 2,989(7) — 2,799(10) — 1,940(7)
Тоберморит 11,3(10) — 5,55(8) — 2,83(10) — 1,85(8)
Пломбьерит 5,48(8) — 2,81(6) — 2,07(8) — 1,83(6) — 1,67(8) — 1,403(10)
Тахаранит 12,7(10) — 5,16(4) — 3,05(8) — 2,89(6) — 2,79(6) — 1,82(4)

Минералы этой группы близки к другим кальциевым силикатам, особенно к представителям волластонитовой и спёрритовой групп.

9. Группа апофиллита — санборнита

Эта группа объединяет следующие кальциевые и бариевые силикаты:

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Апофиллит	$KCa_4[Si_4O_{10}]_2F \cdot 8H_2O$	$P4/mnc$	2,35	1,535
Цеофиллит	$Ca_4[Si_3O_8]F_2(OH)_2 \cdot 2H_2O$	$P\bar{1}$	2,76	1,568
Санборнит	$Ba_2[Si_4O_{10}]$	$Pcmm$	3,71	1,616
Гиллеспит	$BaFe[Si_4O_{10}]$	$P4/ncc$	3,33	1,620
Тарамеллит	$BaFe[Si_2O_6](OH)$	$Pmnm$	3,92	1,774
Краускопфит	$BaSi_2O_5 \cdot 3H_2O$	$P2_1/a$	3,18	1,587
Уолстромит	$BaCa_2Si_3O_9$	$P\bar{1}$	3,60	1,684
Макдональдит	$BaCa_4Si_{15}O_{35} \cdot 11H_2O$	$Bmmb$	2,27	1,524
Верпланскит	$Ba_2MnSi_2O_6(OH, Cl)_2 \cdot 3H_2O$	$P6/mma$	3,52	1,683

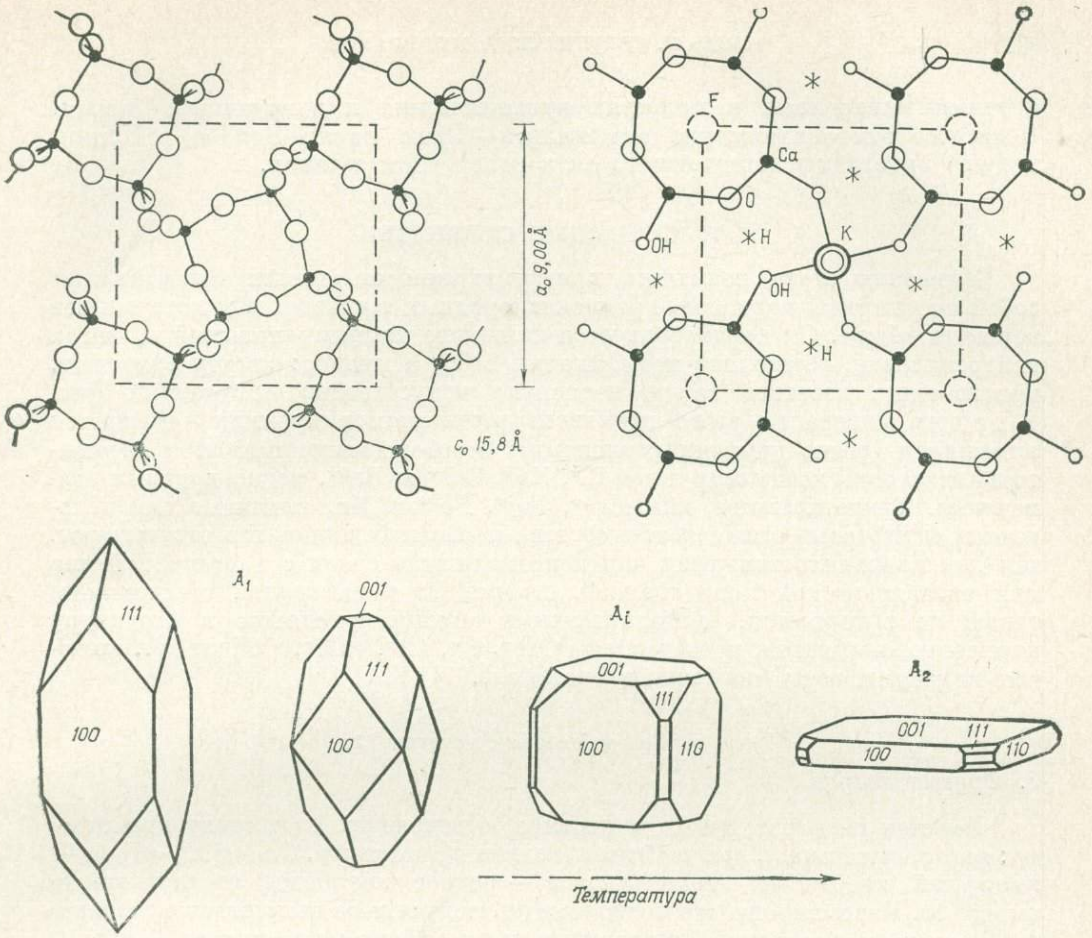
Структуры апофиллита, санборнита и гиллеспита весьма схожи и отвечают слоистому типу с кремнекислородными сетками в основе, образовавшимися путем конденсации волластонитовых цепочек (см. фиг. 334). Слоистой структурой обладает также цеофиллит, но его кремнекислородные сетки состоят из шестичленных колец $[Si_6O_{18}]$, соединенных с островными группами $[SiO_4]$. Слоистой структурой объясняется совершенная пинакоидальная спайность и отрицательный оптический характер этих минералов (тарамеллит и некоторые апофиллиты оптически положительные). Главные линии на рентгенограммах: 6,36(5) — 5,34(5) — 3,84(10) — 3,01(4) (краускопфит); 6,58(2) — 2,99(10) — 2,70(2) (уолстромит); 8,9(4) — 6,5(10) — 6,3(5) — 3,36(5) — 3,02(5) (макдональдит); 13,8(7) — 5,4(5) — 3,95(10) — 2,97(7) — 2,74(7) (верпланскит).

Апофиллит $KCa_4[Si_4O_{10}]_2F \cdot 8H_2O$. Назван так в связи со способностью расщепляться при нагревании в пламени паяльной трубки. [«Апофиллиозо» по-гречески отслаиваться.— *Перев.*] Содержит 25,5% CaO, 4,7% K_2O, 52,6% SiO_2, 16,7% H_2O и 0,5% F, количество последнего уменьшается при выветривании минерала.

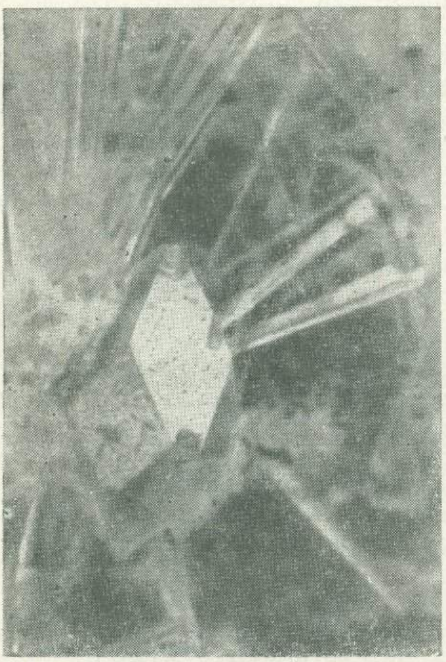
Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $P4/mnc$, $a_0 = 9{,}00$ Å, $c_0 = 15{,}8$ Å, $Z = 4$. Структура слоистого типа, состоит из кремнекислородных тетраэдров, сгруппированных из четырех и восьмичленных колец в листы, которые связаны с листами из других катионов и фтора (фиг. 365). Весьма часты дипирамидальные, изометричные или таблитчатые (фиг. 366) кристаллы с главными формами a {100}, p {111} и c {001}.(100) $\wedge$ (111) = 52°, (001) $\wedge$ (111) = 60°32′, (111) $\wedge$ $(1\bar{1}1)$ = = 76°. Встречается также в виде листоватых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 7,77(9) — 4,52(7) — 3,915(8) — 3,596(8) — 2,970(9) — 2,495(10).

Физические свойства. В связи со слоистой структурой спайность по {001} совершенная. Тв. 4,5—5. Уд. в. 2,3—2,4. Выветрелые и частично измененные разности снежно-белые, белые до молочно-белых; свежие образцы водянопрозрачные и бесцветные, иногда желтоватые или красные от примесей, $n_o = 1{,}535 \div 1{,}543$, $n_e = 1{,}537 \div 1{,}542$, наибольшее значение для оптически отрицательных, а наименьшее — для обыкновенных оптически положительных апофиллитов. На плоскости (001) иногда наблюдаются двуосные секторы: положительные для красного и отрицательные для синего света, с соответствующими плоскостями оптических осей, перекрещивающимися, как у брукита. Вследствие сильной дисперсии некоторые образцы показывают аномальные интерференционные окраски. Кривые ДТА водянопрозрачных и мутных апофиллитов представлены на фиг. 367.

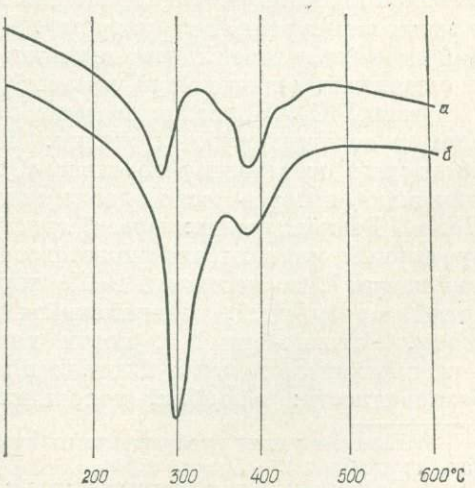
Нахождение. Апофиллит — типичный гидротермальный минерал, встречающийся в тесной ассоциации с цеолитами, пренитом, кальцитом и



Ф и г. 365. Кристаллическая структура апофиллита, представляющая анионную (слева) и катионную (справа) сетки, и различный габитус кристаллов апофиллита.



Ф и г. 366. Кристалл апофиллита среди иголок склолецита



Ф и г. 367. Кривые ДТА неизмененного (*а*) и измененного (*б*) апофиллита.

другими минералами в полостях вулканических и интрузивных пород. Известное местонахождение апофиллита — Пуна около Бомбея в Индии, где его кристаллы достигают 10 *см* в поперечном сечении.

Г. КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ

Минералы этого подкласса в структурном отношении представляют собой трехмерный каркас из кремнекислородных тетраэдров, у которых все вершины общие. Он характеризуется наличием крупных полостей и, когда нейтрализован, составляет модификации SiO_2, а именно: кварц, тридимит, кристобалит; известно также несколько искусственно полученных фаз. В других минералах этого подкласса часть атомов кремния замещается алюминием (редко другими катионами); освобождаемые при этом отрицательные заряды компенсируются K^+, Na^+, Ca^{2+} и Ba^{2+}, редко другими элементами. Такие катионы, как Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+} и Mn, типичные для цепочечных и листовых силикатов, в составе каркасных силикатов отсутствуют, так как кристаллохимически они неподходящи в связи с характерной для них октаэдрической координацией. Алюминий в шестерной координации также не встречается. Дополнительные анионы, входящие в структуру каркасных силикатов, представлены OH^-, F^-, Cl^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-} и др., включая молекулы воды (особенно в цеолитах).

а. Без добавочных анионов

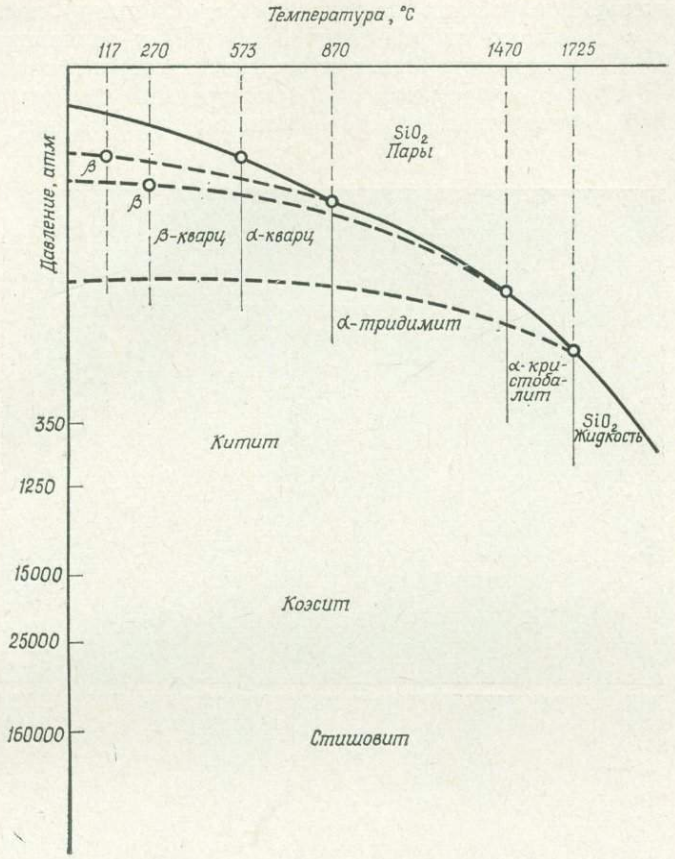
1. Группа кварца

Имеется пять различных минералов, отвечающих по составу кремнезему: *кварц*, *тридимит*, *кристобалит*, *коэсит* и *стишовит*. *Опал* $SiO_2 \cdot nH_2O$ — аморфный кремнезем; *лешательерит* — редкое кварцевое стекло, также аморфное. Известны еще две модификации, полученные искусственно: *китит* и *волокнистый кремнезем*. Три главные полиморфные модификации — кварц, тридимит и кристобалит — энантиотропны, и каждая из них имеет еще низко- и высокотемпературную модификации. Поля устойчивости этих форм SiO_2 показаны на фиг. 368. Превращение из высокотемпературной в низкотемпературную модификацию происходит без значительной перестройки кремнекислородных тетраэдров, лишь с некоторым смещением и вращением их относительно друг друга, что изменяет симметрию. Однако переход из одной полиморфной модификации в другую сопровождается разрушением, а затем перестройкой структуры [1]. Для устойчивости различных модификаций имеют значение некоторые тонкие примеси в минералах, особенно натрий и алюминий, замещающий кремний.

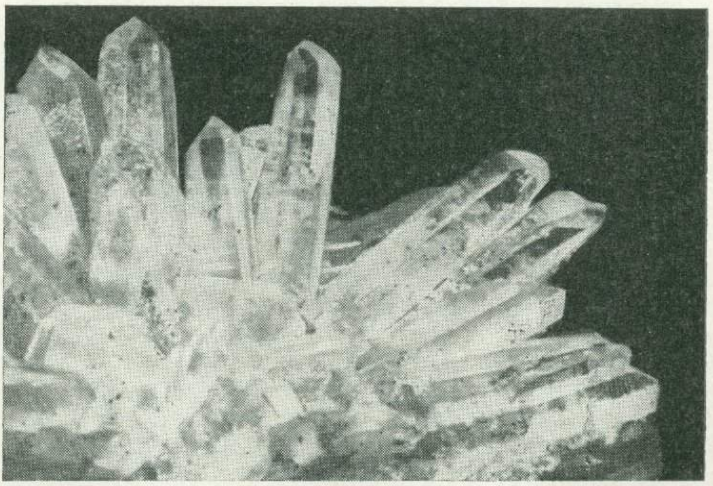
Кварц SiO_2. Название получил от немецкого слова в связи с его изобилием в секущих рудных жилах. [Предполагают, что название минерала произошло от саксонского слова «Querkluftertz», что означает «руда секущих жил», которое могло видоизмениться в «Quererts», а затем в «quartz».— *Перев.*] Разновидности: *горный хрусталь*, бесцветный (фиг. 369); *аметист*, пурпурный до синевато-фиолетового; *цитрин*, желтый; *дымчатый кварц* (*кейрнгорм* [2], по местности в Шотландии), дымчато-коричневый или желтоватый, прозрачный, изменяющийся до почти черного (*морион*); *молочный кварц*, молочно-белый и почти непрозрачный; *авантюрин*, мерцающий, с чешуйками слюдистых минералов или гематита, и другие. Непрозрачные разновидности: *халцедон*, волокнистый кварц с небольшим содержанием

[1] Имеется в виду превращение главных полиморфных модификаций (кварц, тридимит, кристобалит).— *Прим. перев.*

[2] Кейрнгорм, или шотландский топаз,— это дымчатый кварц из известного месторождения на горе Кейрнгорм в Шотландии. Он особенно ценится как декоративный камень.

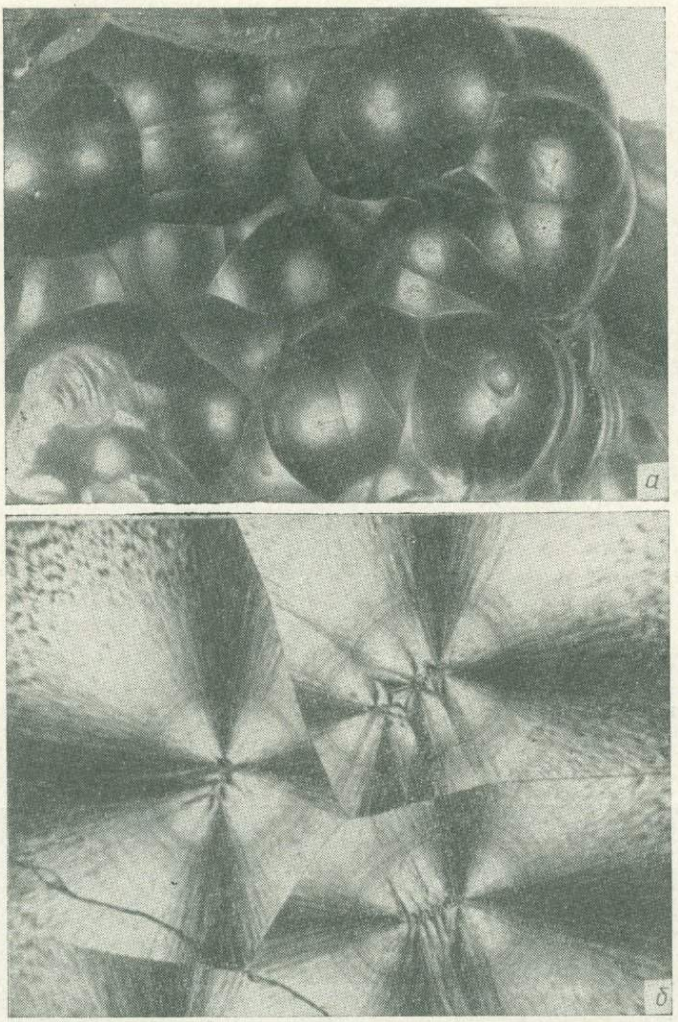


Ф и г. 368. Соотношения устойчивости основных форм кремнезема.



Ф и г. 369. Друза кристаллов.

воды или примесью опала; *агат* (по реке Ахатес в Сицилии), пестроокрашенный халцедон с примесью кварца (фиг. 370 и 50) и разновидности агата, такие, как *оникс* (чередование белых и черных полос) и *сардоникс* (чередование красных и белых полос); *карнеол*, ярко-красный халцедон; *хризопраз*, яблочно-зеленый, содержащий немного никеля; *празем*, полупрозрачный,

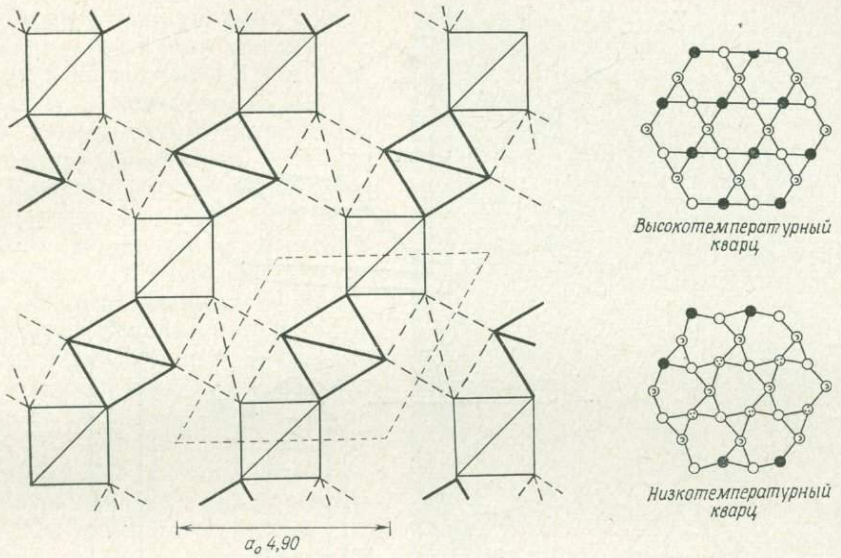


Фиг. 370. Колломорфный халцедон из Подмосковья (*а*) и тонкий срез его (*б*), показывающий сферолитовую текстуру (по Малееву).

луковично-зеленый халцедон, которому аналогичны *плазма* (изумрудно-зеленая) и *гелиотроп*, или *кровавик*, с красными пятнами; *флинт*, плотный кремнезем с раковистым изломом, обычно серый, дымчато-коричневый до черного; *яшма*, загрязненный непрозрачный кварц; *лидийский камень* или *пробирный камень*, бархатно-черная яшма, используемая для определения пробы драгоценных металлов и другие разновидности.

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-трапецоэдрический в. с. $C3_22$ или $C3_i2$, $a_0 = 4{,}91$ Å, $c_0 = 5{,}40$ Å, Z = 3, высокотемпературная модификация имеет гексагонально-трапецоэдрический в. с. $C6_22$ или

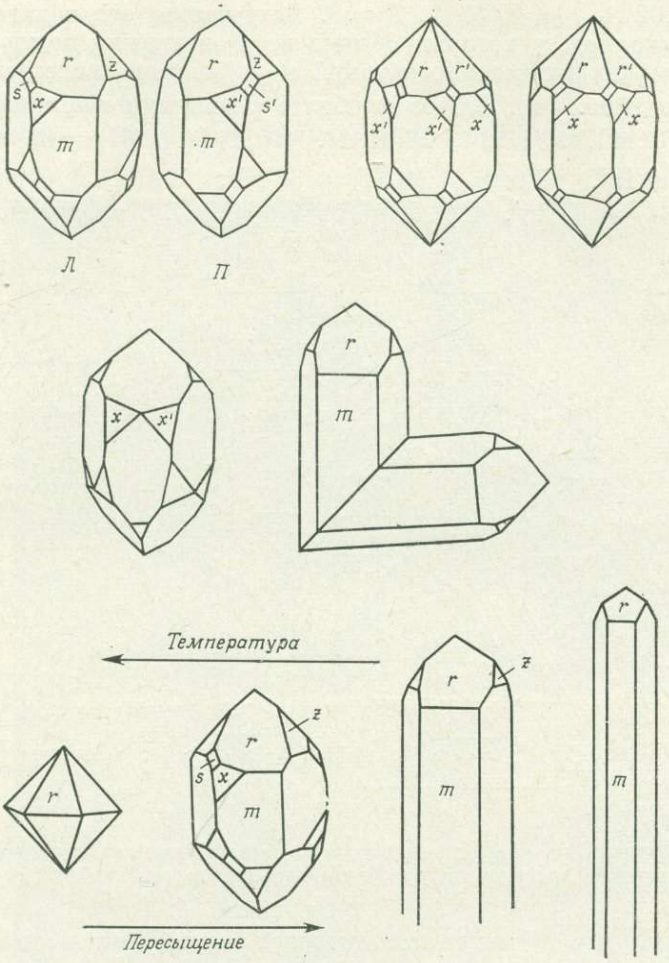
$C6_422$, $a_0 = 5{,}00$ Å, $c_0 = 5{,}47$ Å, $Z = 3$. Встречается она в виде дипирамидальных кристаллов, у которых обычно не развиты или почти не развиты призмы, тогда как низкотемпературной модификации свойствен призматический облик (фиг. 369, 372) с наиболее развитыми формами: m $\{10\bar{1}0\}$, t $\{10\bar{1}1\}$, z $\{01\bar{1}1\}$, s $\{11\bar{2}1\}$, x $\{51\bar{6}1\}$. $(10\bar{1}1) \wedge (\bar{1}101) = 85°36'$, $(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 46°16'$, $(10\bar{1}0) \wedge (10\bar{1}1) = 38°13'$, $(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 66°52'$, $(10\bar{1}1) \wedge (11\bar{2}1) = 37°58'$, $(10\bar{1}1) \wedge (51\bar{6}1) = 12°1'$. Характерно отсутствие



Фиг. 371. Структура кварца (справа показано превращение низкотемпературной модификации из высокотемпературной смещением вдоль двойных осей).

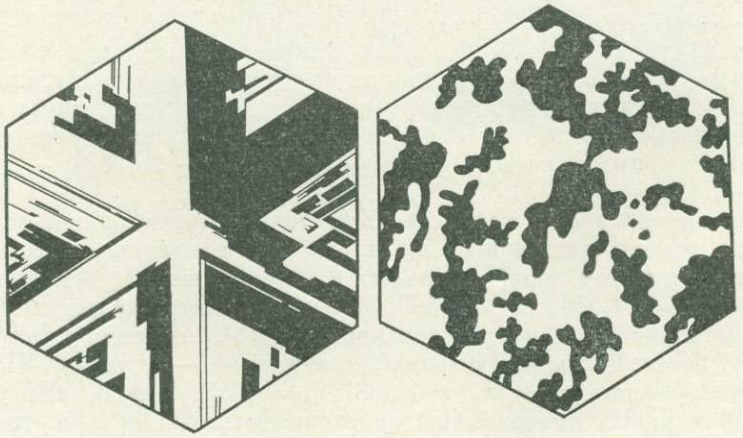
граней $\{0001\}$, что объясняется винтоподобным расположением кремнекислородных тетраэдров в структуре минерала (фиг. 371). Структура обусловливает также двойникование, особенно для низкотемпературного кварца; двойники дофинейского типа — двойники простирания с двойниковой осью c, бразильского типа — плоскость срастания $(11\bar{2}0)$ и японского типа с двойниковой плоскостью $(11\bar{2}2)$ (фиг. 372). При отсутствии трапецоэдрических граней $\{51\bar{6}1\}$ двойники в кристаллах кварца первых двух типов можно распознать только с помощью травления на срезах, перпендикулярных оси c (фиг. 373). Кварц часто встречается также в зернистых и плотных агрегатах и в виде лучистых или шестоватых масс. Главные линии на рентгенограмме (низкотемпературный кварц): 4,25(8) — 3,343(10) — 2,456(6) — 2,281(6) — 2,236(5) — 2,127(6) — 1,979(5) — 1,818(8) — 1,541(7).

Физические свойства. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Тв. 7, понижается до 6 у халцедона. Уд. в. 2,65, у халцедона меньше — 2,58. Оптический характер положительный, обусловленный цепочкоподобной структурой. $n_o = 1{,}544$, $n_e = 1{,}553$. Волокна халцедона могут иметь различное удлинение: вдоль оси c, перпендикулярно ей или под углом 30° к ней (в этом случае называется *лютецит*, а в первом — *кварцин*). Показатели преломления у халцедона ($n_o = 1{,}536$, $n_e = 1{,}530$) ниже, чем у кварца. Кривые ДТА кварца показывают эндотермический пик при температуре около 573°, что соответствует энантиотропному превращению низкотемпературного кварца в высокотемпературный. Эндотермический пик на кривых узкий для кварца относительно высокотемпературного формирования (извер-



Ф и г. 372. Формы кристаллов кварца.

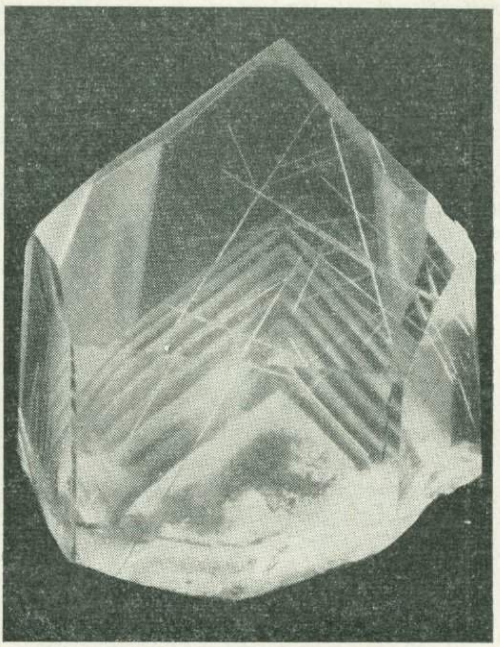
Верхний ряд — левый и правый кварц, правый и левый дофинейские двойники; средний ряд — бразильский и японский двойники; нижний ряд — развитие габитуса кристаллов кварца в зависимости от различных температур и пересыщения растворов.



Ф и г. 373. Протравленные срезы кварца, перпендикулярные оси *c*, обнаруживающие неправильные прорастания в дофинейском двойнике, — слева, и секториальное прорастание в бразильском двойнике — справа.

женные породы и пегматиты) и широкий для кварца низкотемпературного происхождения (гидротермальные жилы). Кварц — сильный пьезоэлектрик.

Нахождение. Кварц — типичный полигенетический минерал, один из самых распространенных в земной коре. Он является главной составной частью многих изверженных, метаморфических и осадочных пород. В плутонических изверженных породах он кристаллизуется позже всех других минералов, а в кислых вулканических породах (риолиты) может выделяться в виде фенокристов до окончательного затвердевания лавы. Кварц играет важную роль в пегматитах, где его кристаллы богаты формами и достигают 5,5 *м* в длину и 2,5 *м* в поперечнике и веса до 40 *т*. Пегматитовый кварц часто закономерно срастается с полевыми шпатами («письменный гранит», см. фиг. 43); рыбо- или брускоподобный кварц называется «ихтиоглиптами» или «ихтиолитами». В изверженных и метаморфических породах кварц часто образует червеобразные прорастания в полевом шпате (мирмекит), обычно на границах между ортоклазом и плагиоклазом. Гидротермальный кварц чаще всего водянопрозрачный или аметистового типа, длиннопризматический и относительно беден кристаллографическими формами. Кварц гидротермального происхождения, иногда называемый «колпачным кварцем» («capped quartz») [1], часто обнаруживает «фантомы» [пленки чужеродного вещества.— *Перев.*], подчеркивая стадии роста (фиг. 374). В противоположность длиннопризматическому или игольчатому кварцу известен так называемый «кумберландский» тип, тоже низкотемпературный по происхождению, но дипирамидальный, похожий на высокотемпературный кварц со слабо развитыми призматическими гранями или без них. Этот кварц искусственно получен при температуре около 180°. Образование такого дипирамидального кварца («скипетровидного кварца») обусловлено нарастанием поздних кристаллов кварца с короткопризматическим габитусом на обоих концах раннего длиннопризматического кварца. Перенос SiO_2 в гидротермальных условиях и вообще в литосфере в основном зависит от его растворимости, наибольшей в щелочных растворах.



Фиг. 374. Кристалл кварца с «фантомами» и включениями иголок рутила; из Серра-ду-Мар, Бразилия.

В экзогенных условиях кварц устойчив и обычно накапливается в аллювиальных отложениях. Он является главным компонентом песчанистых (псаммитовых) отложений. Однако часть его переходит в раствор и может быть переотложена в виде халцедона или опала или вынесена в крупные водные бассейны, где он используется некоторыми организмами (радиолярии, инфузории и другие) для постройки своих скелетов.

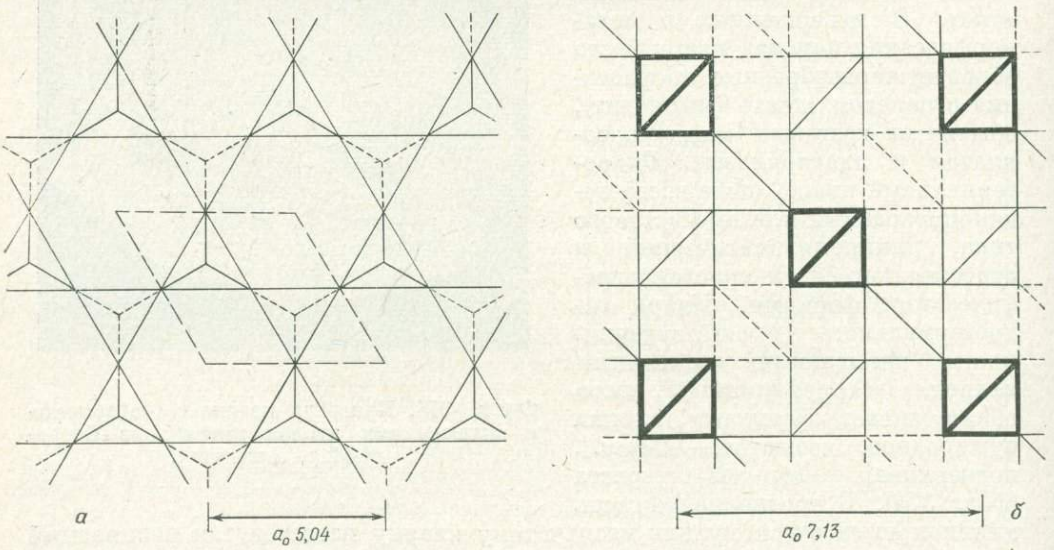
[1] Содержит тонкорассеянные глинистые частицы и железистое вещество.— *Прим. перев.*

Хорошо известны месторождения кварца в Бразилии, на Мадагаскаре, на Урале, в Швейцарии, во Франции (Дофине) и многие другие.

Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ встречается в виде многих разновидностей, отличающихся содержанием воды и примесями. Например: *драгоценный опал*, проявляющий игру цветов; *огненный опал*, красный до желтого с огнеподобными рефлексами; *молочный опал*, молочно-белый; *смоляной опал*, матово-желтый с смолистым блеском; *гидрофан*, белесоватый, просвечивающий, в воде становится прозрачным (отсюда его название); *кахолонг*, белый, фарфоровидный; *древовидный опал*, это дерево, замещенное опалом; *гиалит*, стекловатые шароподобные массы, и другие. Опал изотропный, показатели преломления и плотность изменяются в зависимости от содержания воды следующим образом:

% H_2O	n	Уд. в.
3,55	1,459	2,16
6,33	1,453	2,096
8,97	1,446	2,036
28,04	1,409	1,731

Опал — типичный экзогенный продукт, образующийся за счет разложения силикатов. В значительных количествах он встречается и вокруг гейзеров (*гейзерит*), таких, как в Йеллоустонском парке, США; в Исландии и в Новой Зеландии. Кремнеземистые скорлупы диатомовых водорослей часто накапливаются в водных бассейнах, где и образуются диатомиты, инфузорная земля, трепел и др.



Ф и г. 375. Структурные схемы тридимита (*а*) и кристобалита (*б*).

Бобковит, также опалоподобный минерал, содержащий небольшие количества Al, K, Ca, Mg и Fe. Уд. в. 2,238, $n = 1{,}45 \div 1{,}46$, главные линии на рентгенограмме: 2,34 — 2,02 — 1,78 — 1,65 — 1,49.

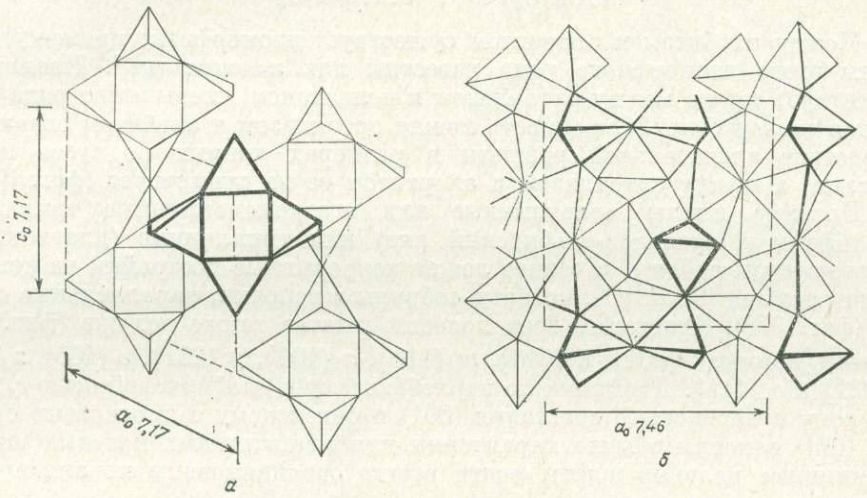
Тридимит SiO_2 название получил в связи с тем, что для него обычны тройники [tridumos по-гречески тройной.— *Перев.*]. Почти всегда содержит некоторое количество Al и Na, что, вероятно, необходимо для устойчивости его структуры. Он ромбо-дипирамидальный, псевдогексагональный, $a_0 = 9{,}88$ Å, $b_0 = 17{,}1$ Å, $c_0 = 16{,}3$ Å, $Z = 64$. Его высокотемпературная модификация гексагональная ($P6_3/mmc$ или $P\bar{6}2c$), $a_0 = 5{,}04$ Å, $c_0 = 8{,}24$ Å, $Z = 4$. Структура тридимита изображена на фиг. 375, *а*. Обычно встречается в полостях в кислых вулканических породах в виде тонких гексагональных пластинок, часто сдвойникованных по $(10\bar{1}6)$. Тв. 7. Уд. в. 2,27. $n_g = 1{,}474 \div 1{,}481$, $n_m = 1{,}472 \div 1{,}479$, $n_p = 1{,}471 \div 1{,}478$, $(+)\ 2V \backsim 70°$. Главные линии на рентгенограмме для высокотемпературного тридимита: 4,39(10) — 4,12(10) — 3,73(9) — 2,49(7) — 1,69(7) — 1,528(7).

Кристобалит SiO_2 назван по местонахождению его около Пачука в Мексике [название местности Сьерра-Сан-Кристобаль.— *Перев.*]. Тетрагонально-трапецоэдрический в. с. $P4_12_1$ или $P4_32_1$, $a_0 = 4{,}97$ Å, $c_0 = 6.93$ Å, $Z = 4$, его высокотемпературная моди-

фикация кубическая (*Fd3m* или $P2_13$), $a_0 = 7{,}13$ Å, Z = 8. Кремнекислородные тетраэдры в структуре минерала образуют кубическую элементарную ячейку, которая может быть сопоставлена со структурой алмаза (фиг. 375, *б*). Кристобалит встречается в полостях в вулканических породах в виде мельчайших октаэдрических кристаллов или сферолитовых масс. Известны волокнистые разновидности: *люссатит* с положительным удлинением и *люссатин* с отрицательным удлинением. Тв. 6—7. Уд. в. 2,33, $n_o = 1{,}487$, $n_e = 1{,}484$. Главные линии на рентгенограмме: 4,03(10) — 2,834(7) — 2,481(8) — 1,924(6) — 1,876(7) — 1,687(6) — 1,608(6) — 1,530(6) (низкотемпературный кристобалит); 4,15(10) — 2,53(9) — 2,07(5) — 1,641(7) — 1,460(6) — 1,210(5) (высокотемпературный кристобалит).

Меланофлогит — другая кубическая модификация SiO_2, характеризующаяся пр. гр. $P4_232$, $a_0 = 13{,}40$ Å, $Z = 48$. Он обнаружен в отложениях серы в Сицилии.

Коэсит SiO_2 назван в честь Л. Коэса, который первым описал новую модификацию, как «кремнезем С» кристаллизующуюся при высоком давлении в моноклинно-призматическом в. с. $B2/b$, $a_0 = 7{,}17$ Å, $b_0 = 12{,}38$ Å, $c_0 = 7{,}17$ Å, $\beta = 120°$, Z = 16. Структура



Ф и г. 376. Структурные схемы коэсита (*а*) и китита (*б*).

представлена четырехчленными кольцами из кремнекислородных тетраэдров и напоминает Al-Si-каркас полевых шпатов (фиг. 376, *а*). Тв. 7,5. Он обладает наибольшей плотностью из всех полиморфных модификаций кремнезема (уд. в. 3,01) с тетраэдрическим скелетом из SiO_4. $n_g = 1{,}604$, $n_p = 1{,}599$, (—) 2V = 61°; $c \wedge Ng = 0°$. Коэсит получен искусственно в виде таблитчатых кристаллов. Природный найден в кратере Метеор, Аризона, США, и в кальдере Рискессель, Бавария. Главные линии на рентгенограмме: 3,47 — 3,42 — 3,13 — 3,08 — 1,709 — 1,692 — 1,648 — 1,579 — 1,279 — 1,181.

Стишовит SiO_2 также установлен в кратере Метеор с коэситом и кварцем. Это первый минерал с кремнием в октаэдрической (шестерной) координации со структурой рутилового типа (*P4/mnm*), устойчивый при температуре 1200—1400° С и давлении выше 160 *кбар*; $a_0 = 4{,}179$ Å, $c_0 = 2{,}665$ Å, $n_0 = 1{,}799$, $n_e = 1{,}826$. Главные линии на рентгенограмме: 2,959(10) — 2,246(2) — 1,981(4) — 1,530(5) — 1,478(2) — 1,235(3).

Китит SiO_2, искусственно полученная модификация; устойчив при температуре 380—585° С и давлении 5 000—18 000 *фунт/мм*, кристаллизуется в тетрагонально-трапецеэдрическом в. с. $P4_12_1$ или $P4_32_1$, $a_0 = 7{,}64$ Å, $c_0 = 8{,}61$ Å, Z = 12. Структура аналогична структуре кварца, но вместо спиралей третьего порядка из кремнекислородных тетраэдров он имеет спирали четвертого порядка вдоль тетрагональной оси (фиг. 376, *б*). Уд. в. 2,50, $n_o = 1{,}522$, $n_e = 1{,}513$.

Как *«волокнистый кремнезем»* известна другая искусственно полученная модификация SiO_2; ромбо-дипирамидальный в. с. *Icma*, $a_0 = 4{,}72$ Å, $b_0 = 5{,}16$ Å, $c_0 = 8{,}36$ Å. Синтезирован при температуре 1200—1400° С в виде длинных волокон с низким удельным весом (уд. в. 1,96—1,98); в структуре кремнекислородные тетраэдры имеют две общие вершины. Неустойчив.

Лешательерит, или природное кварцевое стекло, встречается в районах вулканической деятельности и образуется в песках от ударов молнии. В последнем случае он имеет форму трубок (*фульгуриты*). Уд. в. 2,19, $n = 1{,}4585$.

2. Группа полевых шпатов

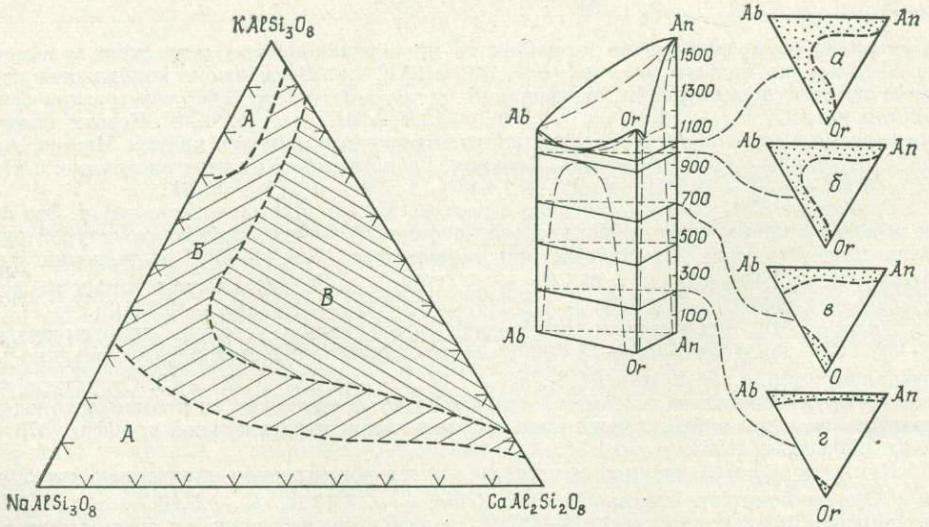
Полевые шпаты, названные так в связи с их широким распространением в природе, представляют собой алюмосиликаты Na, Ca, K, редко Ba. Основные представители группы: *альбит* $NaAlSi_3O_8$, *анортит* $CaAl_2Si_2O_8$, *ортоклаз* $KAlSi_3O_8$ и *цельзиан* $BaAl_2Si_2O_8$, сокращенно обозначаемые Ab, An, Or и Cn соответственно. Формула основных членов группы может быть получена из формулы кремнезема путем замещения 25 или 50% атомов кремния алюминием при одновременном вхождении щелочных или щелочноземельных элементов.

$SiSi_3O_8$	$Si_2Si_2O_8$
$NaAlSi_3O_8$	$CaAl_2Si_2O_8$
$KAlSi_3O_8$	$BaAl_2Si_2O_8$

Между альбитом и анортитом существует изоморфизм; промежуточные члены этого изоморфного ряда известны как *плагиоклазы* [1]. Изоморфизм существует также между ортоклазом и цельзианом, члены этого ряда называются *гиалофанами*. Смесимость между ортоклазом и альбитом ограничена вследствие значительной разницы в размерах ионных радиусов натрия и калия, а между ортоклазом и анортитом ее не существует (фиг. 377).

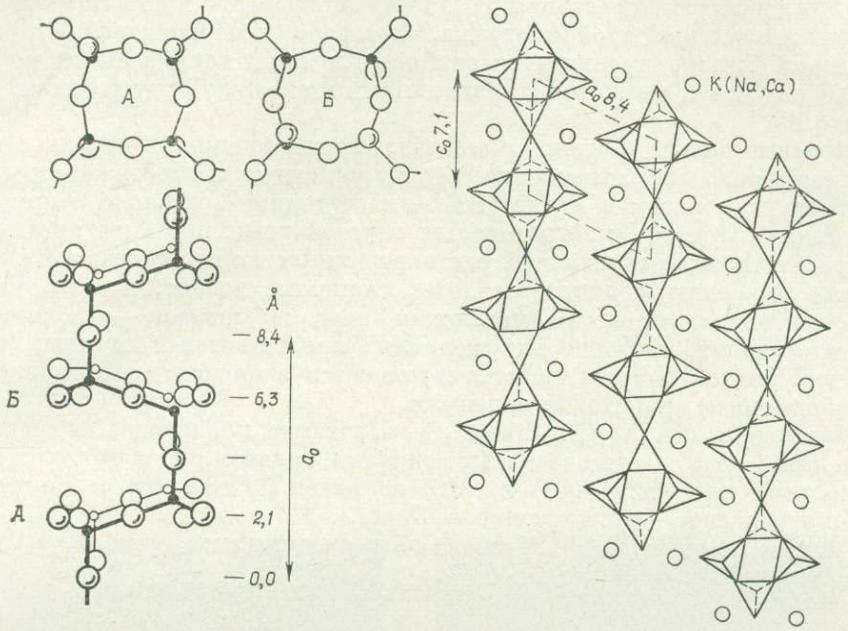
Полевые шпаты моноклинные или псевдомоноклинные триклинные (гиалофаны и ортоклаз-альбитовый ряд) или триклинные (плагиоклазы). Их структуры сходны, в основе лежат непрерывные постройки из четырехчленных колец $(Si, Al)O_4$, которые собраны в цепочки, параллельные осям *a* и *c* (фиг. 378). Кристаллы всех полевых шпатов также похожи (фиг. 379); главные формы: *c* {001}, *b* {010}, *m* {110}, *x* {10$\bar{1}$}, *y* {20$\bar{1}$}, *a* (100), *z* {130}, *n* {021} и *o* {111}. Двойники по карлсбадскому с двойниковой осью *c*, манебахскому с плоскостью срастания (001) и бавенскому с плоскостью срастания (021) законам обычно характерны для моноклинных полевых шпатов. Триклинные полевые шпаты почти всегда сдвойникованы по альбитовому

[1] Весь изоморфный ряд альбита — анортита составляют плагиоклазы.— *Прим. перев.*

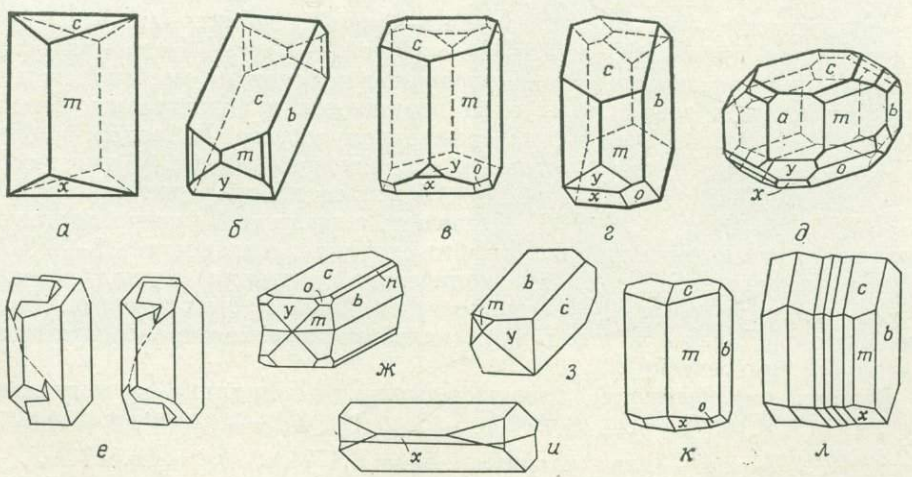


Фиг. 377. Смесимость в системе Or — Ab — An и диаграмма, показывающая уменьшение смесимости в связи с падением температуры (по Фогту и Мекинену).

а — вулканические; *б* — плутонические; *в* — пегматитовые; *г* — гидротермальные; *А* — кристаллы, устойчивые при всех температурах; *Б* — кристаллы, устойчивые только при высоких температурах; *В* — поле несмесимости (по Мекинену).



Ф и г. 378. Четырехчленные кольца (*А*, *Б*), составляющие цепочку; направление главных тетраэдрических цепочек в полевых шпатах.



Ф и г. 379. Формы кристаллов полевых шпатов.

а — адуляровый тип; *б*, *в* — ортоклазовый и санидиновый; *г*, *д* — анортитовый тип; *е* — правый и левый карлсбадские двойники; *ж* — манебахский двойник; *з* — бавенский; *и* — периклиновый; *к* — альбитовый; *л* — полисинтетический альбитовый двойник.

закону с плоскостью срастания (010) или периклиновому с двойниковой осью b и плоскостью срастания (001) или одновременно в комбинации одного и другого законов двойникования. Согласно цепочковидной структуре, у полевых шпатов проявляется спайность в двух направлениях по {001} и {010} под углом около 90° у моноклинных и около 86° у триклинных представителей.

Полевые шпаты — одни из самых распространенных минералов в земной коре (около 50%). Примерно 90% их находится в изверженных и метаморфических породах и около 10% — в осадочных (особенно в аркозовых песчаниках). Полевые шпаты довольно неустойчивые; при выветривании или под действием гидротермальных растворов они легко превращаются в каолинитовые минералы, серицит, цеолиты, скаполит, цоизит, пренит, кальцит и др. Основные процессы изменения полевых шпатов — каолинизация и серицитизация, особенно для щелочных представителей группы; богатые кальцием полевые шпаты чаще превращаются в цоизит, эпидот и кальцит с освобождением альбитовой молекулы.

Плагиоклаз (Ca, Na)(Al, Si)$AlSi_2O_8$. Название происходит от греческого слова, означающего «косораскалывающийся», в связи с тем что угол между плоскостями спайности (001) и (010) не равен 90° [«плагиос» по-гречески косой, а «класис»— расщепление.— *Перев.*].

Главные члены плагиоклазового ряда следующие:

Альбит (Ab)	$NaAlSi_3O_8$	0—10% An
Олигоклаз		10—30% An
Андезин		30—50% An
Лабрадор		50—70% An
Битовнит		70—90% An
Анортит (An)	$CaAl_2Si_2O_8$	90—100% An

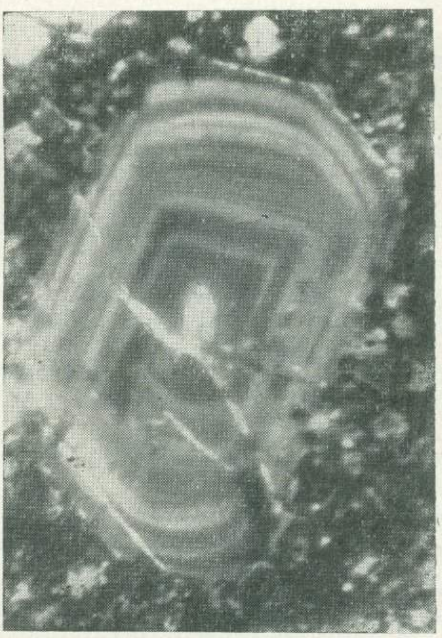
Альбит получил название за свой белый цвет, олигоклаз — в связи с менее совершенной спайностью, а анортит — за его отчетливо выраженную триклинную симметрию. [«Альбус» по-латински означает белый; «олигос» по-гречески — малый, а «класис»— раскалывание; «ан»— греческая отрицательная приставка, а «ортос»— прямой.— *Перев.*] Названия остальных плагиоклазов связаны с наименованием районов их местонахождения. [Андезин, в честь гор Андо, где он встречается в андезитовых породах; лабрадор — распространен на побережье полуострова Лабрадор, а битовнит — по местности Битовн, ныне Оттава, Канада.— *Перев.*] Альбит содержит 11,8% Na_2O, 19,4% Al_2O_3 и 68,8% SiO_2; в состав анортита входит 20,1% CaO, 36,7% Al_2O_3 и 43,2% SiO_2. Название *перистерит* употребляется для низкотемпературного плагиоклаза альбит-олигоклазового состава (5—17% An), представляющего собой субмикроскопические срастания двух плагиоклазовых компонентов; обычно обнаруживает сильный эффект иризации, напоминающей игру цветов на шее голубя (название минерала происходит от слова «голубь» по-гречески).

Кристаллографическая характеристика. Триклинно-пирамидальный в. с. $P\bar{1}$, $a_0 = 8{,}135$ Å, $b_0 = 12{,}788$ Å, $c_0 = 7{,}154$ Å, $\alpha = 94°13'$, $\beta = 116°31'$, $\gamma = 87°12'$, $Z = 4$ — для альбита; $a_0 = 8{,}177$ Å, $b_0 = 12{,}877$ Å, $c_0 = 14{,}169$ Å, $\alpha = 93°10'$, $\beta = 115°51'$, $\gamma = 91°13'$, $Z = 8$ — для анортита. Значение c_0 для анортита по отношению к альбиту удвоенное, и этим объясняется отсутствие полного изоморфизма между двумя конечными членами. Полная смесимость существует в пределах 0—30% An и 70—100% An, а в ряду 30—70% An плагиоклазы характеризуются структурой промежуточного типа, чередованием альбитового и анортитового типа структур. Кристаллы у плагиоклазов почти всегда таблитчатые и удлиненные в направлении осей c и b. Эти два типа габитуса относятся к сдвойникованным кристаллам соответственно по альбитовому и периклиновому законам; двойники

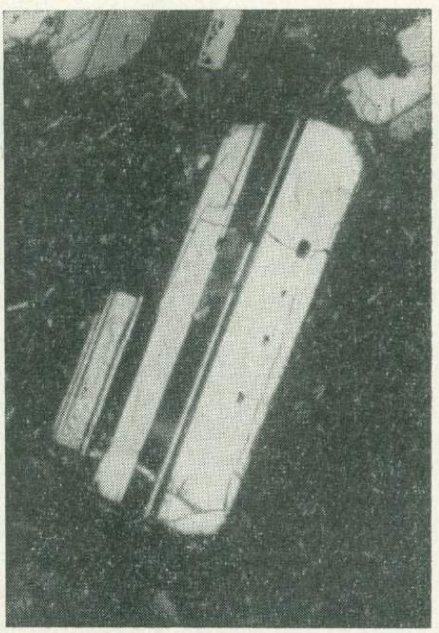
полисинтетические и простые. В более кислых плагиоклазах (ряд альбита — олигоклаза) двойниковые полоски обычно очень тонкие, а в основных (ряд лабрадор — анортит) — широкие. Для альбита особенно характерны двойники; некоторые из них пластинчатые (разн. *клевеландит*). (001) ∧ (010) изменяется от 86°24′ (альбит) до 85°50′ (анортит). Главные линии на рентгенограммах (*кх*):

Альбит	Олигоклаз	Андезин	Лабрадор	Битовнит	Анортит
0,5% An	16,5% An	38% An	64,5% An	81,5% An	93% An
4,016(7)	4,018(7)	4,028(7)	4,036(7)	4,021(7)	4,033(6)
3,767(6)	3,754(6)	3,741(6)	3,747(7)	3,743(7)	3,740(4)
3,660(7)	3,651(5)	3,640(6)	3,631(6)	3,609(6)	3,611(6)
			3,222(7)	3,231(6)	3,249(7)
3,206(7)	3,198(7)	3,199(10)	3,198(10)	3,191(10)	3,197(10)
3,179(10)	3,176(10)	3,169(8)	3,170(8)	3,160(7)	3,164(7)
2,952(6)	2,975(5)	2,999(5)	3,013(4)	3,016(5)	3,030(5)
2,561(5)	2,545(5)	2,528(6)	2,522(6)	2,513(6)	2,519(6)

Физические свойства. Спайность по (001) совершенная, а по (010) менее совершенная. Тв. 6—6,5. Уд. в. 2,61 (альбит) до 2,76 (анортит). Обычно белого цвета, но иногда окрашены примесями в розовый, красный или другие

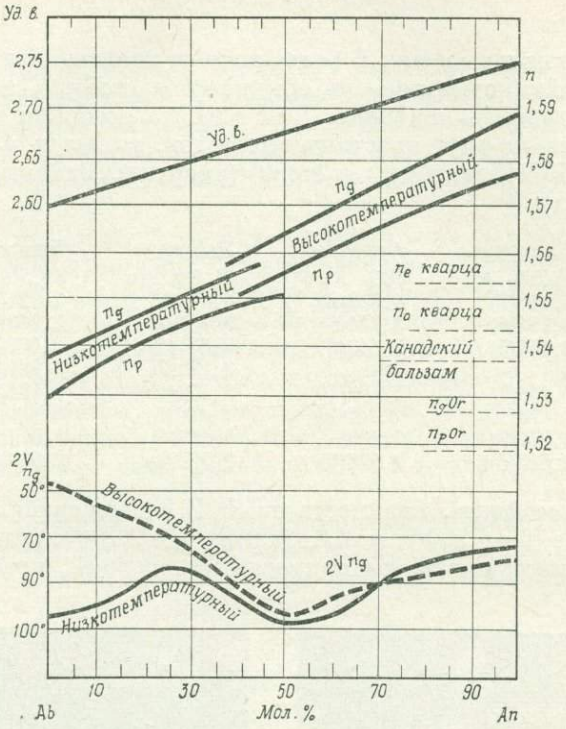


Фиг. 380. Зональный плагиоклаз из вулканической породы.

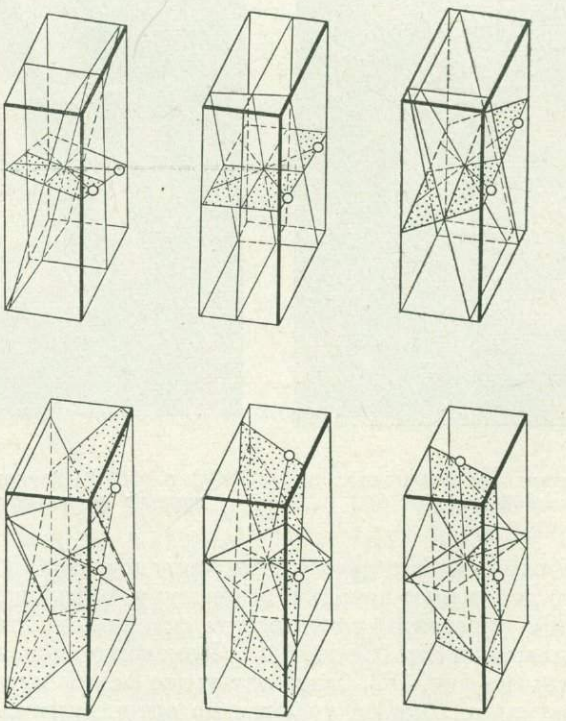


Фиг. 381. Плагиоклаз, сдвойникованный по альбитовому закону.

цвета; иногда обнаруживают прекрасную игру цветов (лабрадорит). В тонких срезах часто проявляют зональную текстуру, обусловленную различием состава (фиг. 380); кристаллы почти всегда сдвойникованы; двойники полисинтетические пластинчатые (фиг. 381). Изменение показателей преломления и 2V показаны на фиг. 382. Существуют две формы плагиоклазов: низко- и высокотемпературные; они отличаются по оптическим свойствам. Изменение оптической ориентировки индикатрисы и оптических осей представлено на фиг. 383. Кривые ДТА плагиоклазов проявляют характерный эндотермический эффект при 780°—820° С, отвечающий превращению низкотемпера-



Ф и г. 382. Изменения оптических свойств плагиоклазов (по Трегеру).



Ф и г. 383. Положение плоскости оптических осей (заштриховано) в различных плагиоклазах.

Наверху — альбит, олигоклаз и андезин; внизу — лабрадор, битовнит, анортит.

турной модификации в высокотемпературную. Высокотемпературные плагиоклазы не показывают таких острых пиков. Т. пл. 1100° (альбит) до 1550° (анортит).

Нахождение. Плагиоклазы, в основном салические,— главные породообразующие минералы изверженных и многих метаморфических пород. В изверженных породах сначала кристаллизуется плагиоклаз, богатый An-молекулой, а затем выделяется более кислый (богатый кремнеземом); в этих случаях могут развиваться зональные кристаллы (фиг. 380). Некоторые изверженные породы почти целиком состоят из плагиоклазов (анортозиты, плагиоклазиты и другие). В пегматитовых жилах часто встречается альбит, формирующийся за счет других плагиоклазов, и особенно за счет натрийсодержащих калиевых полевых шпатов. В гидротермальных условиях и в процессе выветривания плагиоклазы изменяются в каолинитовые минералы и серицитовую слюду. При этом плагиоклазы, богатые анортитовой молекулой, разрушаются быстрее, чем кислые; альбит более устойчив.

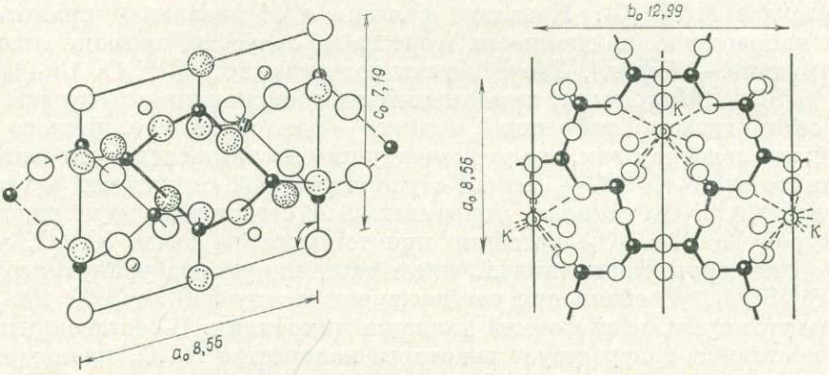
Ортоклаз $KAlSi_3O_8$. Название связано с образованием прямого угла между направлениями спайности [«ортос» по-гречески прямой, «класис»— раскалывание.— *Перев.*]. Теоретически содержит 16,9% K_2O, 18,4% Al_2O_3 и 64,7% SiO_2. *Микроклин*, триклинный псевдомоноклинный представитель [«микрос» по-гречески небольшой, «клино»— наклонять, т. е. немного наклоненный; это связано с тем, что угол между плоскостями спайности отличается от прямого всего на 20′.— *Перев.*] с упорядоченной структурой и такой же формулой $KAlSi_3O_8$, *санидин*, моноклинный, с совершенно неупорядоченной структурой $K(Al, Si)_4O_8$, устойчив при температуре выше 500° С, а ортоклаз, также строго моноклинный, имеет частично упорядоченную структуру $K(Al, Si)_2Si_2O_8$, устойчив при температурах между 500° и 300°; ниже этой температуры стабильной формой является микроклин. В составе ортоклазов почти постоянно присутствует некоторое количество Na_2O, промежуточные члены между ортоклазом и альбитом называются *анортоклазами*. Ряд ортоклаз — альбит обычно устойчив при высоких температурах, понижение температуры ведет к выделению альбита в ортоклазе (*пертит*) или ортоклаза в альбите (*антипертит*). Твердый раствор с санидином представляет собой моноклинную модификацию $NaAlSi_3O_8$ с содержанием некоторого количества калия и известен как *барбьерит*; другая модификация такого же состава, но триклинная, образует твердый раствор с высокотемпературным альбитом. Разновидности: *адуляр* (назван по местности в Альпах), низкотемпературный ортоклаз со слабо развитыми гранями {010} или без них (см. фиг. 379, *а*), иногда опалесцирует и используется как полудрагоценный камень (*лунный камень*); *амазонит* — светло-зеленый микроклин.

Кристаллографическая характеристика. Моноклинно-призматический в. с. $C2/m$, $a_0 = 8{,}562$ Å, $b_0 = 12{,}996$ Å, $c_0 = 7{,}193$ Å, $\beta = 116°01'$, $Z = 4$ для ортоклаза и санидина. Пинакоидальный в. с. $P\bar{1}$, $a_0 = 8{,}577$ Å, $b_0 = 12{,}967$ Å, $c_0 = 7{,}223$ Å, $\alpha = 90°39'$, $\beta = 115°56'$, $\gamma = 87°47'$, $Z = 4$ для микроклина. Структура ортоклаза представлена на фиг. 384 как пример структуры полевых шпатов. Характерные формы кристаллов изображены на фиг. 379. Габитус кристаллов обычно короткопризматический, таблитчатый или псевдотетрагональный с удлинением соответственно вдоль осей *a* или *c*, в последнем случае нередко пластинчатый по {010}. Двойники часты карлсбадского (фиг. 379, *е* и 385), манебахского (фиг. 379, *ж*) и бавенского (фиг. 379, *з*) типов. Углы между гранями: (110) $\wedge$ (110) = 61°16′, (130) $\wedge$ $\wedge$ ($\bar{1}$30) = 58°46′, (001) $\wedge$ (101) = 50°06′, (001) $\wedge$ ($\bar{2}$01) = 80°07′, (001) $\wedge$ $\wedge$ (021) = 44°51′, (021) $\wedge$ (0$\bar{2}$1) = 89°42′. Кристаллографические формы псевдомоноклинных триклинных представителей (микроклин и некоторые адуляры) аналогичны формам ортоклаза. Главные линии на рентгенограммах

Ортоклаз 4,25(7) — 3,29(10) — 2,98(7) — 2,90(7) — 2,16(7) — 1,81(9)
Адуляр 4,21(6) — 3,313(10) — 3,227(8) — 2,560(6) — 1,792(8) — 1,490(6)
Микроклин 4,18(6) — 3,22(10) — 2,16(7) — 1,99(6) — 1,80(8) — 1,459(5)

Физические свойства. Спайность по {001} совершенна, по {010} менеее совершенная. Тв. 6. Уд. в. 2,56. Ортоклаз и микроклин белые, розоватые или желтоватые до серых, иногда светло-зеленого цвета (амазонит); санидин и адуляр — бесцветные. В тонких сечениях бесцветные; показатели преломления и 2V изменяются, как показано на фиг. 386. У микроклина $a \wedge Np$ (след спайности вдоль 010) в (001) $\sim 15°$, у анортоклаза до 6°. В скрещенных николях микроклин обнаруживает весьма характерную решетчатую структуру, обусловленную пластинчатым двойникованием одновременно по альбитовому и периклиновому законам (фиг. 387); аналогичная, но тонкосетчатая структура (муаровая) проявляется у анортоклаза.

Нахождение. Калиевые полевые шпаты — главные породообразующие минералы кислых изверженных пород (граниты, сиениты, гранодиориты



Ф и г. 384. Структура ортоклаза в проекции на плоскости (010) и (001).

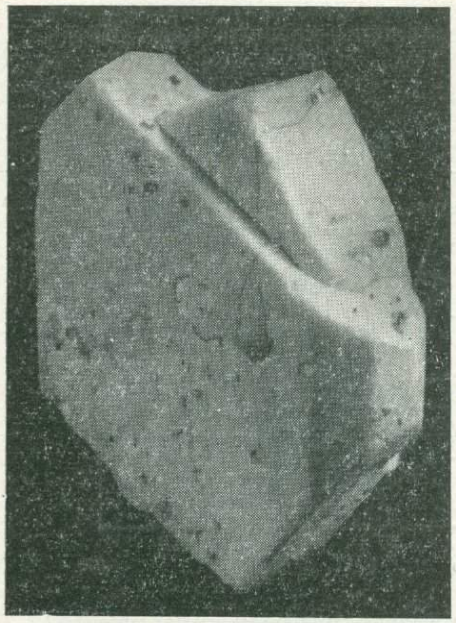
и др.), а также некоторых широко распространенных метаморфических пород (гнейсы). В последних преобладает низкотемпературный микроклин, тогда как в изверженных породах плутонического типа присутствует ортоклаз, а в вулканических — санидин (фиг. 41 и 385). Анортоклаз — типичный минерал изверженных пород, богатых натрием. На фиг. 388 представлены фазовые диаграммы (*а* — быстрого охлаждения вулканических и гипабиссальных пород и *б* — медленного охлаждения некоторых плутонических и гипабиссальных пород), иллюстрирующие изменение состава и последовательность выделения щелочных полевых шпатов.

Ортоклаз и микроклин вместе с кварцем и мусковитом являются главными минералами пегматитов. Если в них присутствует берилл, микроклин может быть обогащен бериллием, который, как и алюминий, способен замещать атомы кремния. Для пегматитов характерны прорастания ортоклаза (микроклина) с кварцем, известные как «письменный гранит» (фиг. 43). Адуляр — типичный полевой шпат в жилах альпийского типа.

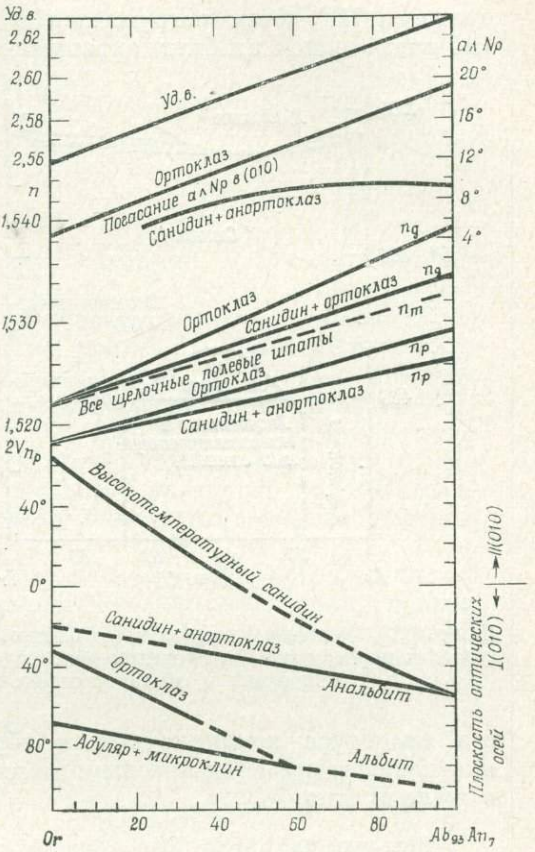
По сравнению с плагиоклазами калиевые полевые шпаты более устойчивы к разрушению, но они могут замещаться альбитом, давая начало «метасоматическому пертиту». В гидротермальных условиях и при выветривании они изменяются в каолинитовые минералы.

Хорошо известны месторождения калиевых полевых шпатов в Норвегии; в Швеции; на Мадагаскаре; в Ильменских горах, СССР; в штате Мэн, США, и в других местах.

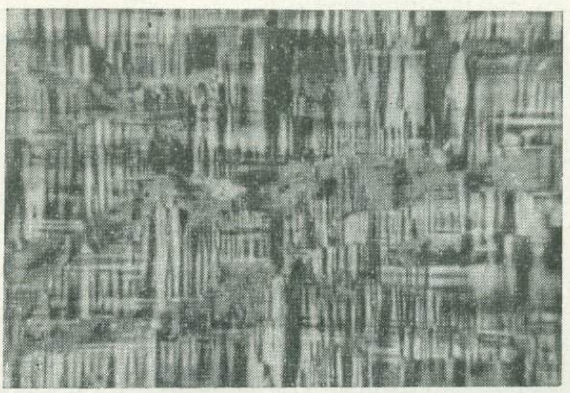
Для отличия плагиоклазов от калиевых полевых шпатов используется метод окрашивания. Для этого поверхность породы или пластинка минерала



Ф и г. 385. Карлсбадский двойник санидина с гор Осогова.

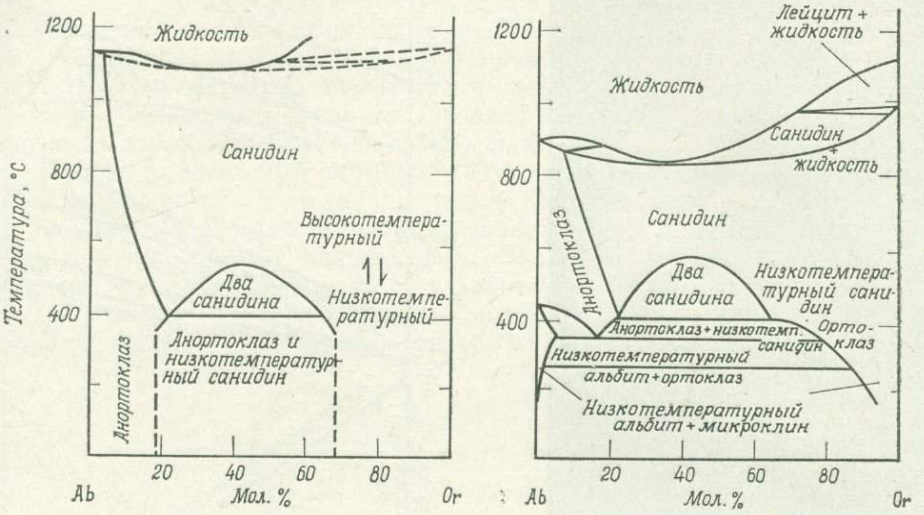


Ф и г. 386. Основные свойства щелочных полевых шпатов (по Татту).



Ф и г. 387. Микроклин под микроскопом в скрещенных николях.

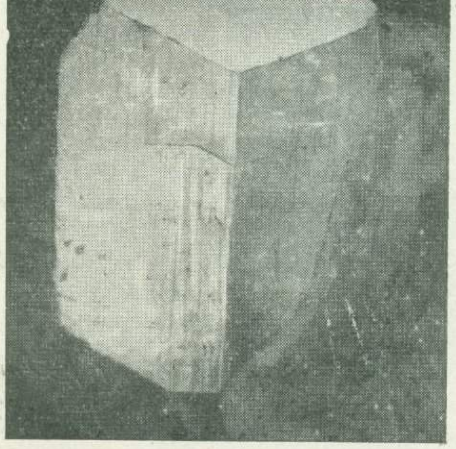
травится HF, затем погружается в раствор K-родизоната; плагиоклазы (за исключением альбита) окрашиваются в кирпично-красный цвет. Когда



Фиг. 388. Фазовые диаграммы (*а*) быстрого охлаждения в вулканических и гипабиссальных породах (по Смиту и Маккензи) и (*б*) медленного охлаждения в некоторых плутонических и гипабиссальных породах (по Боуэну и Таттлу).

эта процедура комбинируется с обработкой раствором кобальтнитрита, плагиоклазы остаются красными, а калиевые полевые шпаты окрашиваются в желтый цвет.

Цельзиан $BaAl_2Si_2O_8$. Моноклинный, подобно ортоклазу, но в структурном отношении представляет объемноцентрированную решетку с параметрами: $a_0 = 8{,}63$ Å, $b_0 = 13{,}04$ Å, $c_0 = 14{,}40$ Å, $\beta = 115°13'$, $Z = 8$. Другая модификация этого бариевого алюмосиликата называется *парацельзианом*. Он моноклинный, псевдоромбический, $a_0 = 8{,}58$ Å, $b_0 = 9{,}58$ Å, $c_0 = 9{,}08$ Å, $\beta = 90°$, $Z = 4$. Промежуточные члены ряда ортоклаз — цельзиан ближе к ортоклазу называются *гиалофанами*. Они также моноклинные, с параметрами, аналогичными параметрам микроклина: $a_0 = 8{,}54$ Å, $b_0 = 12{,}98$ Å, $c_0 = 7{,}15$ Å, $\beta = 115°35'$, $Z = 4$. В структурном отношении минералы этого ряда ведут себя подобно членам ряда альбит — анортит. Кристаллы цельзиана и гиалофана обычно адулярового типа (фиг. 389) с совершенной спайностью по {001} и ясной по {010}. Тв. 6—6,5. Уд. в. 3,2—3,45 (цельзиан) падает до 2,6—2,8 (гиалофаны). Бесцветные или желтоватые. $n_g = 1{,}600$, $n_m = 1{,}593$, $n_p = 1{,}587$ у цельзиана; $n_g = 1{,}534 - 1{,}547$, $n_m = 1{,}531 - 1{,}545$, $n_p = 1{,}528—1{,}542$ у гиалофана. Последний, как и ортоклаз, оптически отрицательный (—) $2V = 74 \div 78°$, плоскость оптических осей перпендикулярна (010) и $a \wedge Np = 2 — 20°$, тогда как цельзиан оптически положительный (+) $2V = 86 \div 90°$, плоскость оптических осей параллельна (010) и $a \wedge Ng = 28 \div 30°$. Главные линии на рентгенограммах: 3,33(7) — 3,24(7) — 3,00(7) — 2,574(10) — 2,167(10) — 1,428(6) (цельзиан); 3,77(8) — 3,30(9) — — 3,22(10) — 2,98(8) — 2,572(8) — 1,796(8) (гиалофан Cn_{10}).



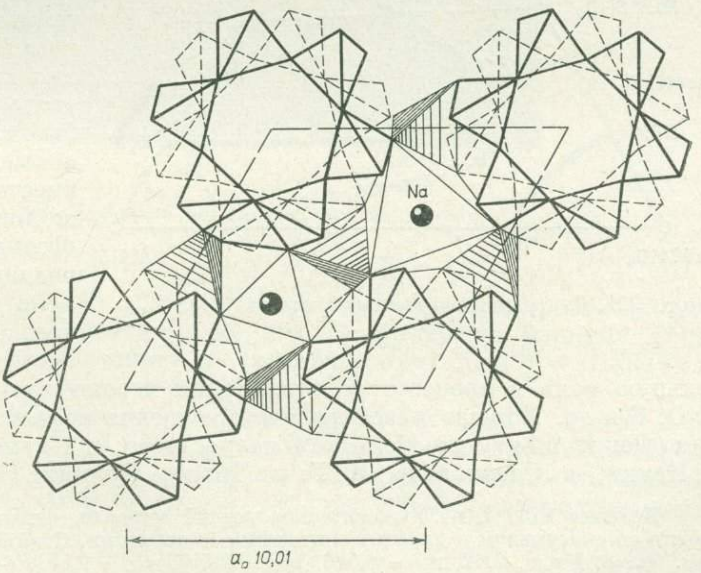
Фиг. 389. Кристалл цельзиана.

Цельзиан и гиалофан — относительно редкие минералы, встречаются в тесной ассоциации с двумя другими бариевыми каркасными силикатами: *банальситом* $BaNa_2Al_4Si_4O_{16}$, ромбическим (*I6bam*), и *кумритом* $BaAlSi_3O_8(OH)$, гексагональным. Кумрит характеризуется совершенной спайностью по {0001}, уд. в. 3,41, $n_o = 1{,}622$, $n_e = 1{,}612$; главные линии на рентгенограмме: 7,7(8) — 3,95(10) — 2,95(10) — 2,67(8) — 2,24(5) — 2,21(6). У банальсита уд. в. 3,06, $n_g = 1{,}577$, $n_m = 1{,}571$, $n_p = 1{,}569$, (+) $2V = 41°$, главные линии на рентгенограмме: 3,49(8) — 3,18(8) — 2,15(5) — 2,07(8) — 1,699(5) — 1,247(10).

3. Группа нефелина

Группа объединяет следующие гексагональные минералы: *нефелин* $NaAlSiO_4$, *калиофилит* $KAlSiO_4$, *кальсилит* $KAlSiO_4$, *трикальсилит* $(Na, K)AlSiO_4$, *эвкриптит* $LiAlSiO_4$; *петалит* $LiAlSi_4O_{10}$ — моноклинный минерал группы, призматический в. с. $P2/a$. Чистые калиевые представители имеют гексагонально-трапецоэдрический в. с. $P6_32$, натриевые — пирамидальный $P6_3$, а эвкриптит — тригонально-ромбоэдрический; последний изотипичен с фенакитом, но с искусственно полученной при температуре выше 972° высокотемпературной модификацией, представляющей силикат с каркасной структурой. Структура гексагональных минералов группы выводится из структуры тридимита, к которому близки их свойства. Главный минерал группы — нефелин.

Нефелин $NaAlSiO_4$. Назван в связи с тем, что при погружении его в кислоту образуется «облако» [«нефели» по-гречески облако; это студенистый облаковидный кремнезем, который образуется при разложении нефелина кислотой.— *Перев.*]. Синоним: *элеолит*, название подчеркивает его



Фиг. 390. Структура нефелина.

Заштрихованные тетраэдры — алюминиевые; незаштрихованные тетраэдры—кремниевые и алюминиевые (по Бюргеру, Клейну и Доннею).

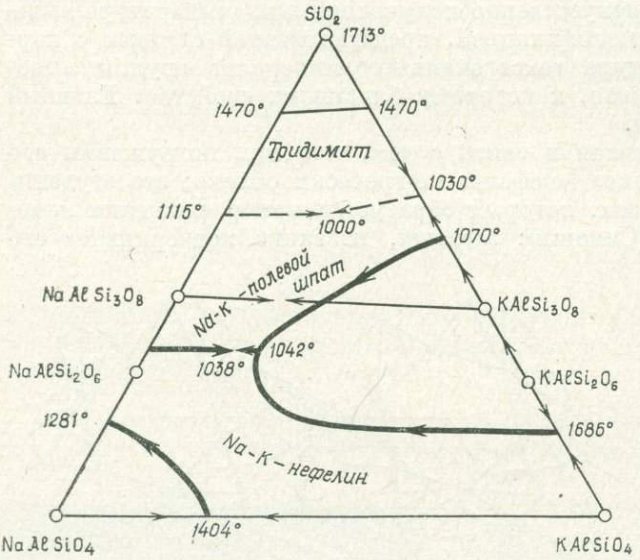
жирный блеск [от греческого слова elaion, означающего нефть.— *Перев.*]. Нефелин постоянно содержит K_2O, поэтому правильна формула $KNa_3[AlSiO_4]_4$ с 5—6% K_2O, ~16% Na_2O, ~33% Al_2O_3, ~44% SiO_2 с примесями CaO, MgO, BeO и другими. *α-Карнегиит* — высокотемпературная кубическая модификация; *β-карнегиит* — триклинная; оба — искусственно полученные продукты.

Кристаллографическая характеристика. Гексагонально-пирамидальный в. с. $P6_3$, $a_0 = 10{,}01$ Å, $c_0 = 8{,}41$ Å, $Z = 2$. В основе его структуры лежит несколько искаженная структура тридимита (см. фиг. 375, *а*), в крупных полостях которой заключены щелочные катионы. Закономерное замещение

атомов кремния алюминием создает полярную симметрию структуры, а расположение (Si, Al)-тетраэдров искажает ее таким образом, что она остается без плоскости симметрии. Структура нефелина аналогична структуре берилла (фиг. 390). α-Карнегиит имеет структуру кристобалитового типа. Кристаллы нефелина обычно короткопризматические с развитием форм {10$\bar{1}$0} и {0001}, редко с пирамидальными гранями. (0001) $\wedge$ (10$\bar{1}$1) = 44°5′. Чаще всего встречается в зернистых или массивных агрегатах. Главные линии на рентгенограммах:

Нефелин 4,20(8) — 3,86(9) — 3,28(8) — 3,02(10) — 2,35(7) — 1,563(6)
Калиофилит 3,09(10) — 2,59(8) — 2,13(5) — 1,93(4) — 1,76(4) — 1,65(6)
Кальсилит 3,97(10) — 3,11(10) — 2,59(10) — 1,66(5) — 1,23(5) — 1,19(5)

Физические свойства. Спайность по {10$\bar{1}$0} и {0001} несовершенная. Тв. 5,5—6. Уд. в. 2,55—2,65. Обычно бесцветный или белый, но может быть окрашен примесями. n_o = = 1,536 ÷ 1,549, n_e = = 1,532 ÷ 1,544. Отрицательный оптический характер обусловлен слоистоподобным типом структуры.



Фиг. 391. Диаграмма равновесия системы $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$.

Нахождение. Нефелин — типичный минерал изверженных пород, бедных кремнеземом и богатых щелочами. Он является главным породообразующим минералом нефелиновых сиенитов. По составу этот минерал сходен с альбитом, но недосыщен кремнеземом (фиг. 391), поэтому вместе с другими такими же минералами называется «фельдшпатоидом». Формирование нефелина обусловлено в большинстве случаев ассимиляцией магмой карбонатных пород; значительную роль в процессе нефелинизации играют такие летучие, как CO_2, H_2O, F и др. Хорошо известны месторождения нефелина в Норвегии; Швеции (Фен и Альнё); на Кольском полуострове, в Ильменских горах, СССР; в Кении; в Оденвальде, ФРГ; в Дитро, Румыния, и в других местах.

Петалит $LiAlSi_4O_{10}$. Относительно редкий минерал, встречающийся в пегматитах вместе со сподуменом и другими литиевыми минералами. Спайность по {001} совершенная. Тв. 6. Уд. в. 2,42, n_g = 1,516, n_m = 1,510, n_p = 1,504, (+) 2V = 83°, $a \wedge Np$ = = 2 ÷ 8°.

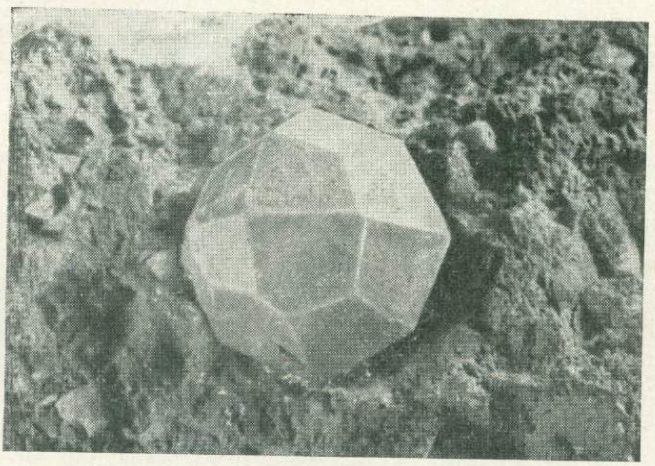
4. Группа лейцита

В группу входят *лейцит* $KAlSi_2O_6$ и *поллуцит* $(Cs, Na)AlSi_2O_6 \cdot H_2O_{<1}$. Поллуцит весьма редкий, единственный цезиевый минерал, встречающийся в пегматитах вместе с такими литиевыми минералами, как лепидолит, петалит, амблигонит и др. (остров Эльба, Карибиб в Юго-Западной Африке, Варутрёск в Швеции и др.). Он имеет дитетрагонально-дипирамидальный в. с. *I*4/*acd*, псевдокубический, со структурой гранатового типа (*Ia*3*d*), a_0 = 13,71 Å, Z = 16, кристаллы кубические, представленные формой {211}.

Спайность отсутствует. Тв. 6,5. Уд. в. 2,86. $n = 1{,}507 \div 1{,}527$ изменяется в зависимости от содержания воды. Главные линии на рентгенограмме: 3,43(10) — 2,925(8) — 2,424(6) — 1,863(5) — 1,740(7) — 1,356(4). Железосодержащий аналог поллуцита характеризуется $a_0 = 13{,}63$ Å, $n = 1{,}520$, уд. в. 2,95 и линиями на дифрактограммах: 3,65 — 3,42 — 2,907 — 2,406 — 1,855 — 1,731.

Лейцит $KAlSi_2O_6$. Название получил от греческого слова в связи с его белым цветом [«лейкос» по-гречески белый.— *Перев.*]. Содержит 21,58% K_2O, 23,40% Al_2O_3 и 55,02% SiO_2, часто с примесями Na и Ca.

Кристаллографическая характеристика. Тетрагонально-псевдокубический в. с. *I4/a*, $a_0 = 13{,}04$ Å, $c_0 = 13{,}85$ Å, $Z = 16$. При температуре около 605° С превращается в кубическую модификацию (β-лейцит) со структурой



Фиг. 392. Кристалл лейцита в лаве из Везувия.

гранатового типа, $a_0 = 13{,}43$ Å. Встречается обычно в виде трапецоэдрических кристаллов {211}, некоторые из них представлены формами {110} и {001} (фиг. 392). Главные линии на рентгенограмме: 5,3(7) — 3,432(9) — 3,252(10) — 2,809(7) — 1,659(9) — 1,245(8).

Физические свойства. Спайность отсутствует. Тв. 5,5—6. Уд. в. 2,47. Цвет белый или серый. $n_o = 1{,}508$, $n_e = 1{,}509$. Оптически положительный, иногда слабо двуосный. Мелкие кристаллы всегда изотропны, а крупные — анизотропны с пластинчатой текстурой, обусловленной миметическим двойникованием по {110}. Т. пл. 1686°.

Нахождение. Лейцит — высокотемпературный минерал, типичный для лав, богатых K_2O и бедных SiO_2. Подобно нефелину, он фельдшпатоид, недосыщенный SiO_2, соответствующий среди полевых шпатов ортоклазу (см. фиг. 391). При температуре 1150° ортоклаз разрушается с образованием лейцита плюс кремнезем (см. фиг. 388); реакция перитектична, поэтому при избытке кремнезема лейцит не может образоваться и вместо него в этом случае формируется ортоклаз. Недостаток кремнезема способствует кристаллизации лейцита, который при этом может ассоциировать с другими кремнезем-дефицитными алюмосиликатами и ортоклазом. Хорошо известны месторождения лейцита в лавах Везувия (фиг. 392), а также у озера Лахер-Зее в Рейнской области, ФРГ; в Тонкине, Индокитай; на островах Калимантан, Сулавеси и в других местах.

б. С добавочными анионами

1. Группа скаполита

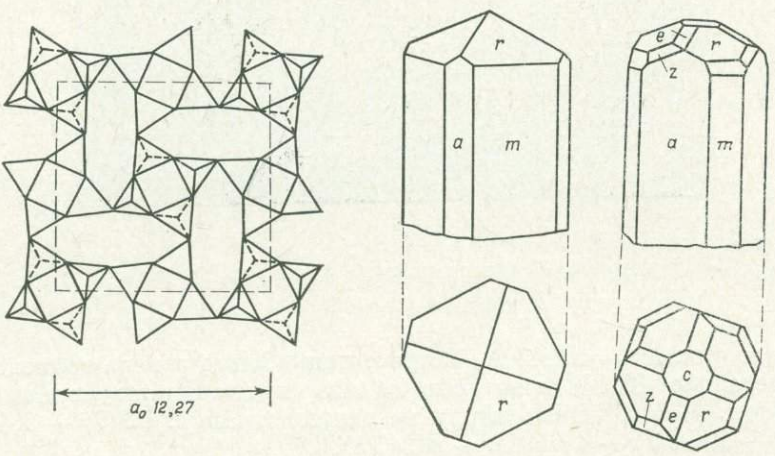
Минералы группы *скаполита* по составу аналогичны плагиоклазам, но с добавочными анионами Cl^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-} или O^{2-}. Конечные члены этого ряда *мариалит* $Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl$ и *мейонит* $Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3CO_3$. Кроме того, имеется *сарколит*, отвечающий окись-скаполиту, с кислородом в виде добавочного аниона.

Скаполит (Na, Ca)$_4$ | Al(Al, Si)Si$_2$O | $_8$ (Cl, CO_3). Назван в связи с его длиннопризматическими, «столбоподобными» кристаллами [«скапос» по-гречески шахта, столб; «литос»— камень.— *Перев.*]. Члены скаполитового ряда следующие:

Мариалит (Ма) [1]	$Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl$	0—10% Ме
Вернерит		10—40% Ме
Миццонит		40—60% Ме
Дипир		60—90% Ме
Мейонит (Ме)	$Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3CO_3$	90—100% Ме

В составе этих минералов могут присутствовать также и другие добавочные анионы SO_4^{2-} и O^{2-} и следующие катионы: Fe, Mg, K, Mn и др.

Кристаллографическая характеристика. Тетрагонально-дипирамидальный в. с. $I4/m$, $a_0 = 12{,}11 \div 12{,}23$ Å, $c_0 = 7{,}56 \div 7{,}68$ Å, Z = 2. Структура состоит из четырехчленных колец из кремнекислородных тетраэдров,



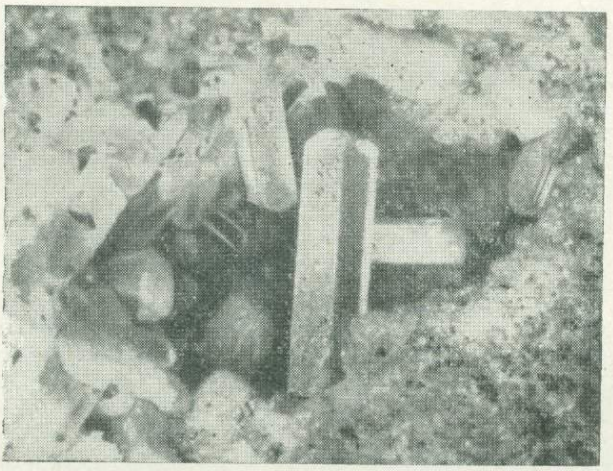
Фиг. 393. Структурная схема и форма кристаллов скаполита.

связанных в каркас с крупными полостями для добавочных анионов и катионов (фиг. 393). Кристаллы обычно дипирамидальные (фиг. 394); главные формы: *a* {100}, *m* {110}, *r* {111}, *e* {101}, *z* {311} и *c* {001}. (001) ∧ (111) = = 31°51′, менее острый, чем у везувианита (идокраз), кристаллы которого сходны со скаполитовыми, но мельче. Отсюда происходит название мейонита [meion по-гречески означает «меньше».— *Перев.*]. Скаполиты встречаются также в виде зернистых или плотных масс. Главные линии на рентгенограммах:

Скаполит 3,304(9) — 3,125(10) — 2,988(7) — 2,565(9) — 1,797(10) — 1,277(5)
Мариалит 3,78(9) — 3,443(10) — 3,034(10) — 2,680(9) — 1,896(9) — 1,356(7)
Мейонит 3,47(10) — 3,08(10) — 2,73(8) — 2,07(10) — 1,91(8) — 1,374(8)

[1] Для конечных членов скаполитового ряда, так же как и для плагиоклазов, приняты сокращенные обозначения: Ма — для мариалита, Ме — для мейонита.— *Прим. перев.*

Физические свойства. Спайность по {100} ясная. Тв. 5,5—6. Уд. в. 2,58 (мариалит) — 2,75 (мейонит). Цвет белый, серый, красный, иногда голубой (*главколит*). В тонких пластинках бесцветный. $n_o = 1{,}540$ (мариалит) ÷ ÷ 1,600 (мейонит), $n_e = 1{,}536$ (мариалит) ÷ 1,563 (мейонит), $n_o - n_e$ изменяется от 0,004 (мариалит) до 0,037 (мейонит); последнее значение обусловлено, очевидно, наличием в структуре групп CO_3. Чистый мариалит оптически положительный; все другие скаполиты оптически отрицательные.



Фиг. 394. Кристаллы скаполита.

Оптически положительный также окись-скаполит — сарколит, который обычно окрашен в розовый до красного цвет и характеризуется более высокими показателями преломления ($n_o = 1{,}640$, $n_e = 1{,}657$).

Нахождение. Скаполиты — пневматолитовые и метасоматические минералы, встречающиеся в метаморфизованных известняках в ассоциации с диопсидом, амфиболами, плагиоклазом и другими минералами. Они также являются главными породообразующими минералами некоторых гнейсов и амфиболитов. При выветривании или под действием гидротермальных растворов скаполиты изменяются в цеолиты, эпидот, альбит и каолинитовые или другие минералы. Процесс скаполитизации многих основных пород связан с пневматолитовой переработкой плагиоклазов.

2. *Группа канкринита*

Как скаполиты сходны с плагиоклазами, так и канкринит близок нефелину, но имеет в своем составе в отличие от последнего добавочные анионы CO_3^{2-}, Cl, SO_4^{2-} или группы (OH), а также содержит молекулы воды, кальций и калий. *Лейфит* $Na_2AlSi_4O_{10}F \cdot H_2O_{<1}$, встречающийся в виде игольчатых гексагональных кристаллов в пегматитах, подобен канкриниту, так же как и *карпинскиит* $Na_2(Be, Zn)Al_2Si_6O_{10}(OH)_2 \cdot 6H_2O$.

Канкринит (Na, K, Ca)$_{3-4}$(Al, Si)$_6$O$_{12}$(SO$_4$, CO$_3$, Cl)·nH$_2$O. Назван в честь русского министра финансов Е. Ф. Канкрина. Само название «канкринит» относится собственно к карбонат-канкриниту; сульфатсодержащий представитель группы называется *вишневитом*, а хлорсодержащий — *дэвином*.

Кристаллографическая характеристика. Гексагонально-пирамидальный в. с. $C6_3$, $a_0 = 12{,}75$ Å, $c_0 = 5{,}18$ Å, $Z = 2$. Структура представлена шестичленными кольцами из кремнекислородных тетраэдров, связанных в трех-

мерный каркас; крупные каналы в структуре заполнены добавочными анионами и катионами. Канкринит редко встречается в виде гексагональных кристаллов с формой $\{10\bar{1}0\}$ и тупой дипирамидой $\{10\bar{1}1\}$. Обычно он наблюдается в виде плотных масс, часто окружая зерна нефелина, за счет которого он образуется.

Физические свойства. Спайность по $\{10\bar{1}0\}$ совершенная. Тв. 5—6. Уд. в. 2,42—2,50. Цвет белый, серый или голубоватый до синего, последний характерен для сульфат-канкринитов. В тонких сечениях бесцветный. $n_o = 1{,}509 \div 1{,}524$, $n_e = 1{,}491 \div 1{,}501$ для карбонат-канкринитов; $n_o = 1{,}493 \div 1{,}509$, $n_e = 1{,}488 \div 1{,}500$ для сульфат-канкринитов, двупреломление у последних ниже (0,007—0,008), чем у первых (0,023—0,029). Карбонат-канкринит оптически отрицательный, очевидно, это обусловлено наличием плоских групп CO_3, а сульфат-канкринит — оптически положительный. Лейфит имеет $n_o = 1{,}518$, $n_e = 1{,}522$; карпинскиит: $n_o = 1{,}511$, $n_e = 1{,}518$; главные линии на рентгенограмме: 3,39(7) — 3,16(10) — 2,46(7) — 2,394(6) — 2,218(6) — 1,741(7). Последний минерал очень мягкий (тв. 1,5—2) в связи с высоким содержанием воды.

Нахождение. Канкринит встречается как постмагматический продукт в нефелиновых сиенитах или в пегматитах, относящихся к таким же породам. Он образуется за счет нефелина под действием сульфатных или карбонатных растворов. Хорошо известны его местонахождения в Ильменских горах, СССР; в Норвегии; Дитро, Румыния.

3. Группа содалита — гельвина

По составу минералы этой группы близки либо канкриниту, либо некоторым бериллиевым силикатам. Поэтому они подразделены на две подгруппы:

а) Подгруппа содалита	
Содалит	$Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$
Нозеан	$Na_8[AlSiO_4]_6SO_4$
Гаюин	$Na_6Ca_2[AlSiO_4]_6SO_4$
Лазурит	$(Na, Ca)_8[AlSiO_4]_6(SO_4, Cl, S)_2$
Тугтупит	$Na_4BeAlSi_4O_{12}Cl$
б) Подгруппа гельвина	
Гельвин	$(Mn, Fe, Zn)_8[BeSiO_4]_6S_2$
Даналит	$(Fe, Zn, Mn)_8[BeSiO_4]_6S_2$
Гентгельвин	$(Zn, Fe, Mn)_8[BeSiO_4]_6S_2$

Гакманит — серусодержащая разновидность содалита, красно-фиолетовой окраски, исчезающей на свету. Минералы обеих подгрупп относятся к гексатетраэдрическому в. с. $P\bar{4}3n$, $a_0 = 8{,}83$ — $9{,}15$ Å (подгруппа содалита), 8,12—8,62 Å (подгруппа гельвина), $Z = 1$. Структура их соответствует структуре тетраэдрита (см. фиг. 152) и представлена каркасом из (Si, Al)- или (Si, Be)-тетраэдров, в крупных полостях которых располагаются лавесовские полиэдры. В центре каждого полиэдра находятся анионы хлора (или серы), а катионы натрия (марганца и др.) размещены в середине гексагональных плоскостей полиэдра. Поэтому габитус кристаллов этих минералов всегда либо тетраэдрический (подгруппа гельвина), либо ромбододекаэдрический (подгруппа содалита). Известны двойники по {111}. Обычно встречаются в зернистых или плотных массах. Главные линии на рентгенограммах:

Содалит 6,38(8) — 3,68(10) — 2,60(9) — 2,13(8) — 1,594(7) — 1,466(7)
Нозеан 3,69(10) — 2,86(5) — 2,61(6) — 2,13(6) — 1,60(5)
Гаюин 3,72(10) — 2,88(3) — 2,63(5) — 2,149(3) — 1,788(3) — 1,612(3)
Лазурит 3,74(10) — 2,99(10) — 2,53(9) — 1,545(9) — 1,422(7) — 1,371(7)
Гельвин 3,37(10) — 1,958(10) — 1,467(9) — 1,382(9) — 1,279(9) — 1,127(9)
Даналит 3,35(10) — 2,86(4) — 2,35(4) — 1,92(8) — 1,444(2) — 1,260(2)
Гентгельвин 3,33(10) — 2,17(10) — 1,918(10) — 1,663(6) — 1,441(6) — 1,11(6)

Физические свойства. Спайность отсутствует, иногда неясная по {110} для содалитовой подгруппы и по {111} — для гельвиновой. Тв. 5,5—6. Минералы подгруппы содалита синие, синевато-зеленые (лазурит, названный за свою синюю окраску, является природным ультрамарином), иногда серые, желтоватые до красного или пурпурного (гакманит). Уд. в. 2,14—2,30 (содалит) до 2,38—2,45 (гаюин, лазурит). $n = 1{,}483 \div 1{,}487$ (содалит) до $1{,}469 \div 1{,}510$ (гаюин, лазурит). Некоторые лазуриты анизотропны, (+) $2V = 60°$ и отчетливо плеохроируют в синих тонах.

Минералы подгруппы гельвина желтые, красные, коричневые или зеленые. Уд. в. 3,20 (гельвин), 3,25 (даналит), 3,70 (гентгельвин). n равно 1,728 (гельвин), 1,771 (даналит), 1,740 (гентгельвин).

Нахождение. Содалит, нозеан и гаюин встречаются как главные минералы в щелочных вулканических породах, где они могут образовывать фенокристы различного размера. Содалит иногда также наблюдается в плутонических породах (содалитовые сиениты и др.) и в пегматитах. Он тесно ассоциирует с нефелином, гаюином (назван в честь известного французского кристаллографа и минералога Гаюи, 1743—1822) и нозеаном в породах типа фонолитов, гаюинофирах и других и встречается на Азорских, Канарских островах, на массиве Эйфель, в лавах Везувия (гора Сомма), в лавах Кампаньи около Рима и в других местах.

Лазурит — преимущественно контактово-метасоматический минерал. Всемирно известны месторождения его в Бадахшане (в долине Кокча), СССР, описанное с древних времен как месторождение «ляпис-лазури», и в Слюдянке, южнее озера Байкал.

Минералы подгруппы гельвина встречаются в гнейсах, пегматитах и в некоторых метасоматических образованиях.

в. Цеолиты

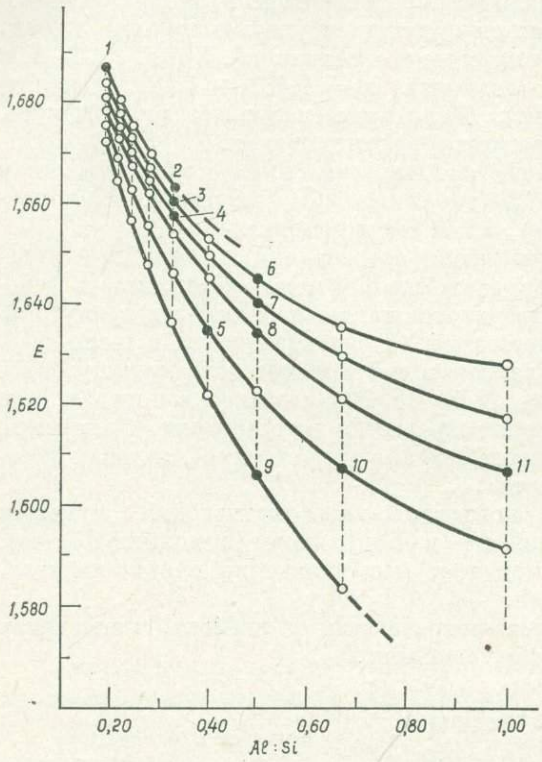
Цеолиты — это алюмосиликаты Ca, Na, в меньшей степени K, Ba или других одно- и двухвалентных оснований, аналогичные по составу полевым шпатам. Однако у них отчасти свободно связанные катионы снаружи каркаса из (Si, Al)-тетраэдров, а кроме того, они содержат молекулы воды; последняя может быть удалена без существенного изменения структуры. Структура цеолитов позволяет обмен свободно связанных катионов; это очень важное свойство. Искусственно полученные натровые цеолиты, называемые «пермутитами», используются для смягчения жесткой (бикарбонатной) воды; кальций при этом заменяется натрием, заимствованным из структуры цеолита.

Характерно для цеолитов в химическом отношении постепенное замещение кремния алюминием с изменением соотношения Al : Si от 1 : 5 до 1 : 1; отношение суммы окислов одно- и двухвалентных элементов к глинозему остается постоянным: $(R_2^+, R^{2+})O : Al_2O_3 = 1 : 1$. Формулы главных, наиболее распространенных кальциевых цеолитов могут быть схематизированы и записаны следующим образом:

Морденит	$CaAl_2Si_{10}O_{24} \cdot 7H_2O$
Стильбит	$CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 7H_2O$
Гейландит	$CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O$
Эпистильбит	$CaAl_2Si_6O_{16} \cdot 5H_2O$
Хабазит	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$
Левин	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 5H_2O$
Ломонтит	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$
Сколецит	$CaAl_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O$
Жисмондин	$CaAl_2Si_2O_8 \cdot 4H_2O$

Как хорошо видно из этих формул, химическая дифференциация цеолитов связана с отношением $SiO_2 : Al_2O_3$ и содержанием воды; некоторые из этих минералов отличаются только по последнему признаку. Изоморфизм

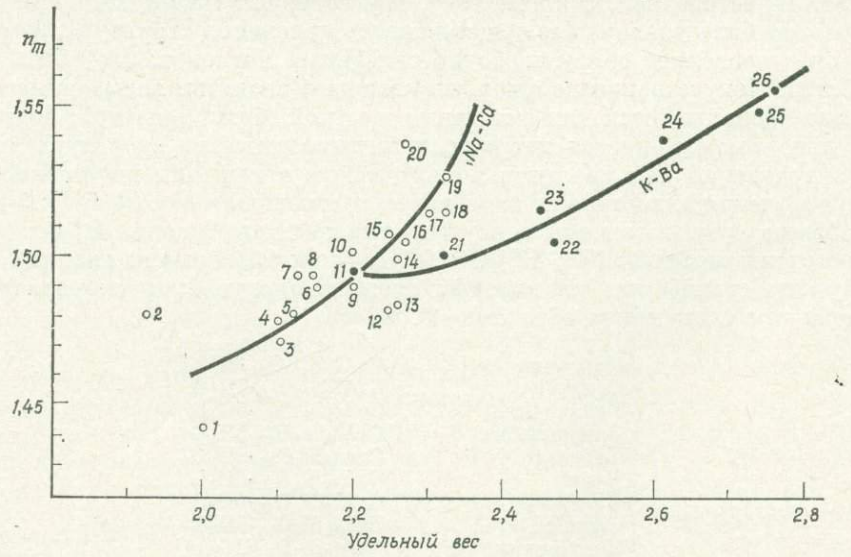
возможен как и в группе полевых шпатов: $NaSi \rightleftarrows CaAl$, $KSi \rightleftarrows BaAl$, и в дополнение также между $Ca \rightleftarrows Na_2$, $Ba \rightleftarrows K_2$. Смесимость, однако, представляется ограниченной, по крайней мере для минералов с более высоким отношением Al: Si, которые также обладают более высокой энергией решетки (фиг. 395). Это отчетливо демонстрируется на примере морденита, для которого известен совершенный ряд между натриевым членом $Na_2Al_2Si_{10}O_{24}\cdot 7H_2O$ и кальциевым $CaAl_2Si_{10}O_{24}\cdot 7H_2O$, с одной стороны, и мезолитом $Ca_2Na_2[Al_2Si_3\cdot O_{10}]_3\cdot 8H_2O$, который является вполне определенным членом между сколецитом $CaAl_2Si_3O_{10}\cdot 3H_2O$ и его натриевым аналогом натролитом $Na_2Al_2Si_3O_{10}\cdot 2H_2O$, с другой. Расхождение кривых на фиг. 395 также тесно связано со



Фиг. 395. Зависимость между отношением Al : Si и энергетическим показателем (E) Грюнера в кальциевых цеолитах.

1 — морденит; *2* — десмин; *3* — гейландит; *4* — эпистильбит; *5* — югаваралит; *6* — хабазит; *7* — левин; *8* — ломонтит; *9* — вайракит; *10* — сколецит; *11* — жисмондин.

структурой соответствующих цеолитов и содержанием в них воды; цеолиты с отношением Al : Si от 0,20 до 0,40 — листоватые, другие с отношением



Фиг. 396. Изменения n_m и удельного веса цеолитов.

1 — эрионит; *2* — фоязит; *3* — гмелинит; *4* — морденит; *5* — хабазит; *6* — дакиардит; *7* — левин; *8* — десмин; *9* — югаваралит; *10* — гейландит; *11* — филлипсит; *12* — натролит; *13* — анальцим; *14* — вайракит; *15* — эпистильбит; *16* — мезолит; *17* — сколецит; *18* — ломонтит; *19* — томсонит; *20* — жисмондин; *21* — уэллсит; *22* — гармотом; *23* — брюстерит; *24* — ашкрофтин; *25* — эдингтонит; *26* — арменит.

Al : Si до 0,50 — изометричные или в основном изометричные, и с отношением Al : Si до 0,60—1,00 — волокнистые или преимущественно волокнистые.

Как и полевые шпаты, цеолиты могут быть разделены на кальций-натриевые и калий-бариевые; последние отличаются относительно более высокими показателями преломления и удельными весами (фиг. 396), тогда как Ca-Na-цеолиты, кроме того, отличаются по характеру удлинения и двупреломлению. При нагревании цеолиты вспучиваются в связи с выделением воды, отсюда их название, означающее по-гречески «кипящие камни» [«цео» по-гречески вскипать, «литос»— камень.— *Перев.*].

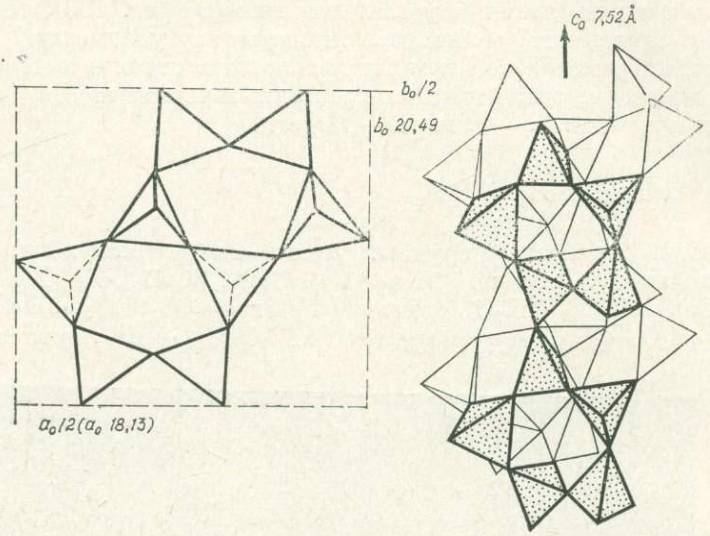
1. Группа стильбита

Основные минералы группы: *стильбит* и *гейландит*, в группу также входят *морденит* $(Na_2, K_2, Ca)Al_2Si_{10}O_{24}\cdot 7H_2O$, *дакиардит* $(Na_2, K, Ca)Al_2Si_8O_{20}\cdot 7H_2O$, *брюстерит* $(Sr, Ba)Al_2Si_6O_{16}\cdot 5H_2O$, *эпистильбит* $CaAl_2Si_6O_{16}\cdot 5H_2O$ и *югаваралит* $CaAl_2Si_5O_{14}\cdot 4H_2O$, которые относятся

Фиг. 397. Морденит из восточных Родоп (× 3,2).

к цеолитам с отношением Al : Si от 2 : 10 до 2 : 6. Морденит (син. птилолит) ромбический (*Cmc*), обычно встречается в миндалинах в андезитовых или риолитовых породах в виде хлопкоподобных или радиальнолучистых агрегатов (фиг. 397); $n_g = 1{,}474$, $n_p = 1{,}471$ (удлинение), прямое угасание; структура цепочечного типа с преобладанием пятичленных колец из тетраэдров (фиг. 398); главные линии на рентгенограмме: 8,83(10) — 6,54(8) — 4,48(8) — 3,50(10) — 3,37(7) — 3,20(10). Дакиардит моноклинный, с псевдотетрагональными призматическими двойниками, $n_g = 1{,}500$, $n_p = 1{,}492$, $c \wedge Ng = 35°$. Эпистильбит также моноклинный, по свойствам близок к стильбиту, но имеет положительное удлинение, $n_g = 1{,}512$, $n_p = 1{,}505$, $c \wedge Ng = 10°$; главные линии на рентгенограмме: 9,61(10) — 5,84(6) — 3,99(9) — 3,69(5) — 3,54(8) — 2,97(3). Югаваралит моноклинный, спайность по {010} несовершенная; $n_g = 1{,}504$, $n_p = 1{,}495$; главные линии на рентгенограмме: 5,69 — 4,71 — 3,72 — 3,07. *Брюстерит* моноклинный, $a_0 = 6{,}77$ Å, $b_0 = 17{,}41$ Å, $c_0 = 7{,}66$ Å, $\beta = 93°04'$, $Z = 2$; сходен с гейландитом, $n_g = 1{,}512$, оптически положительный; главные линии на рентгенограмме: 6,4(10) — 4,6(8) — 3,01(8) — 2,92(8) — 1,91(6). На фиг. 403 изобра-

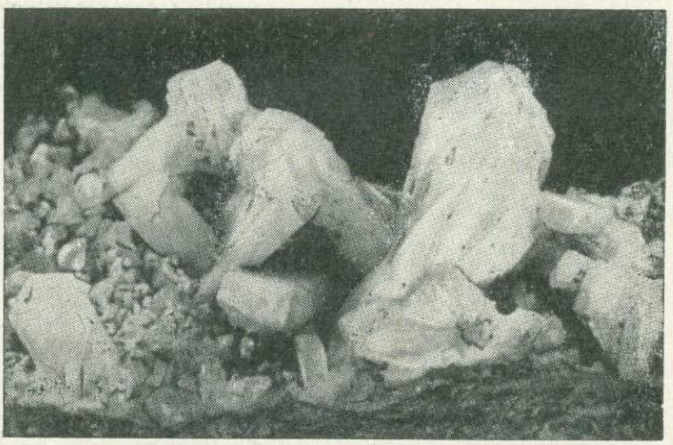
жены кристаллы брюстерита и эпистильбита с оптической ориентировкой. *Ферриерит* $Na_4Mg_2Al_2Si_8O_{20}\cdot 2H_2O$ по составу близок к дакиардиту, но необычный среди цеолитов в связи с содержанием магния; ромбический, спайность по {100} совершенная, $n_g = 1{,}482$, $n_p = 1{,}478$, $Ng = c$, $(+)2V = 50°$;



Ф и г. 398. Структурная схема морденита (по Мейеру).

главные линии на рентгенограмме: 9,61(10) — 5,84(5) — 3,99(,9) — 3,69(5) — 3,54(8) — 2,97(3).

Стильбит (Ca, Na_2)$Al_2Si_7O_{18}\cdot 7H_2O$. Название связано с жемчужным блеском на плоскости спайности [stilbein по-гречески отблеск.— *Перев.*].

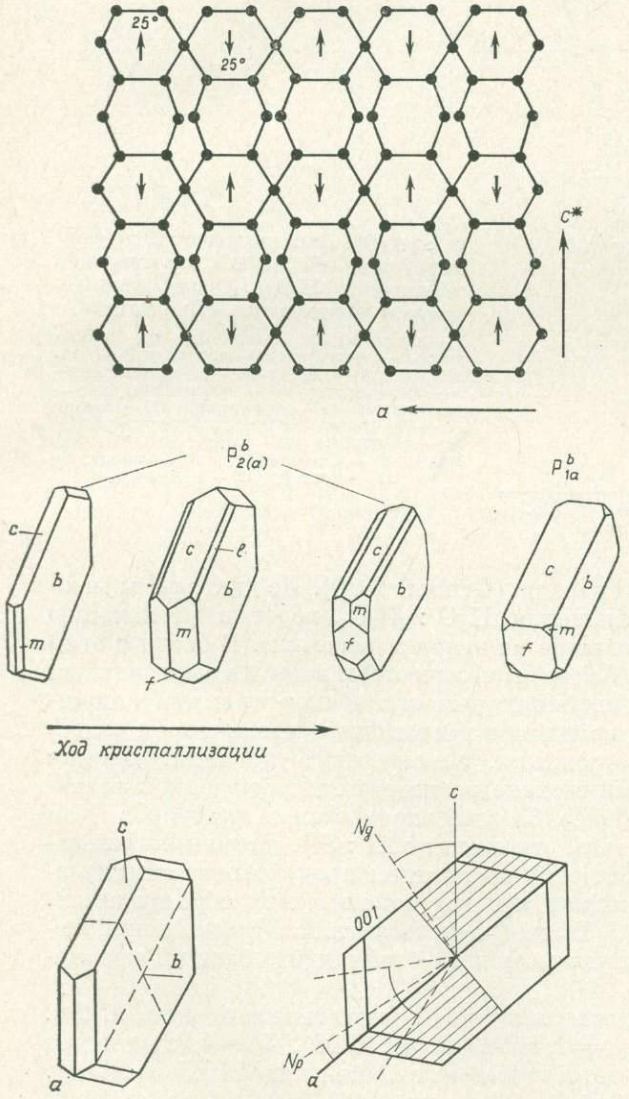


Ф и г. 399. Типичные сноповидные агрегаты десмина ($^4/_5$ натуральной величины).

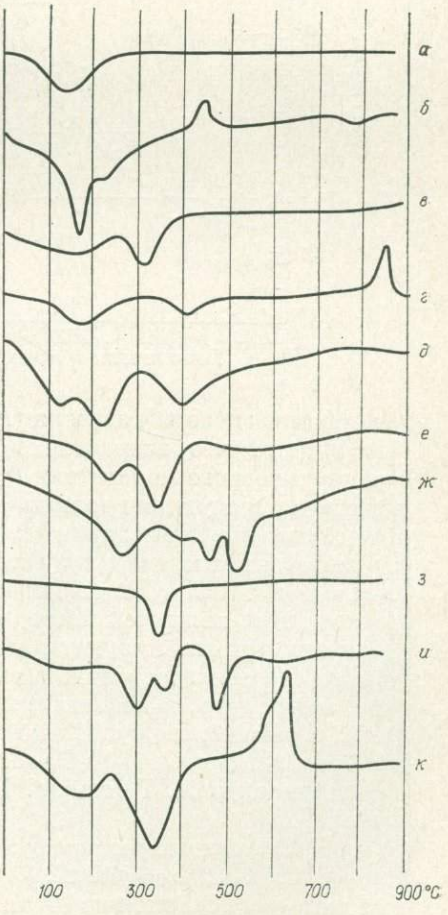
Синоним: *десмин*; это название отражает его «сноповидные» кристаллы и агрегаты [«десме» по-гречески связка.— *Перев.*] (фиг. 399). *Стеллерит* морфологическая разновидность с прямоугольно-таблитчатым габитусом кристаллов, но его название больше подходит к минералу с формулой $CaAl_2Si_7O_{18}\cdot 7H_2O$.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/m$, $a_0 = 13{,}63$ Å, $b_0 = 18{,}17$ Å, $c_0 = 11{,}31$ Å, $\beta = 129°10'$, $Z = 4$. Одиночные кристаллы не встречаются. Наблюдаются крестообразные двойники прорастания с явно выраженной ромбической симметрией (фиг. 400). Главные формы: b {010}, c {001}, m {110} и f {$\bar{1}01$}. Габитус тонкотаблитчатый до таблитчатого вследствие сильного развития формы {010}. (110) $\wedge$ ($1\bar{1}0$) = = 61°09′, (110) $\wedge$ (001) = 57°03′, (100) $\wedge$ ($10\bar{1}$) = 85°35′. Типичны сноповидные агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 8,81(10) — 4,36(6) — 4,025(10) — 3,405(4) — 2,993(8) — 2,761(3).

Физические свойства. Спайность по {010} совершенная; по всей вероятности, обусловлена слоистоподобной структурой. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,09—2,20. Цвет белый или желтоватый, редко коричневый до красного. n_g =



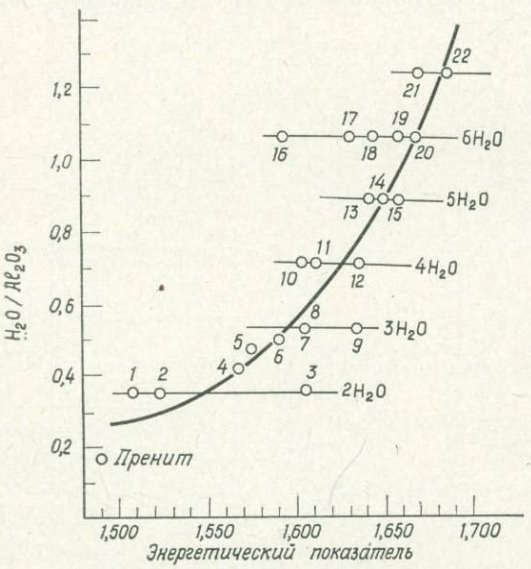
Ф и г. 400. Схематическое расположение кремниевых (и алюминиевых) атомов в плоскости (010) в стильбите, показывающее псевдоромбическую симметрию с осью c^*, основной габитус кристаллов и их оптическая ориентировка.



Ф и г. 401. Кривые ДТА цеолитов.
а — морденит; *б* — десмин; *в* — гейландит; *г* — хабазит; *д* — ломонтит; *е* — мезолит; *ж* — сколецит; *з* — натролит; *и* — томсонит; *к* — гармотом.

$= 1{,}499 \div 1{,}503$, $n_m = 1{,}498$, $n_p = 1{,}489 \div 1{,}491$, $a \wedge Np = 5°$, $(-)\ 2V = 30 - 50°$. Плоскость оптических осей параллельна {010}. Кривая ДТА показана на фиг. 401.

Нахождение. Десмин, как и все цеолиты, типичный гидротермальный минерал, встречающийся главным образом в жилах и полостях миндалекаменных андезитов и аналогичных им породах, а также во многих плутонических породах сиенитового типа. Обычно десмин образуется одним из последних цеолитов, чаще всего без каких-либо других минералов или только в ассоциации с кальцитом или гейландитом. На фиг. 402 представлена последовательность формирования цеолитов, составленная на основании зависимости отношения $H_2O : Al_2O_3$ и энергии решетки, вычисленной с помощью



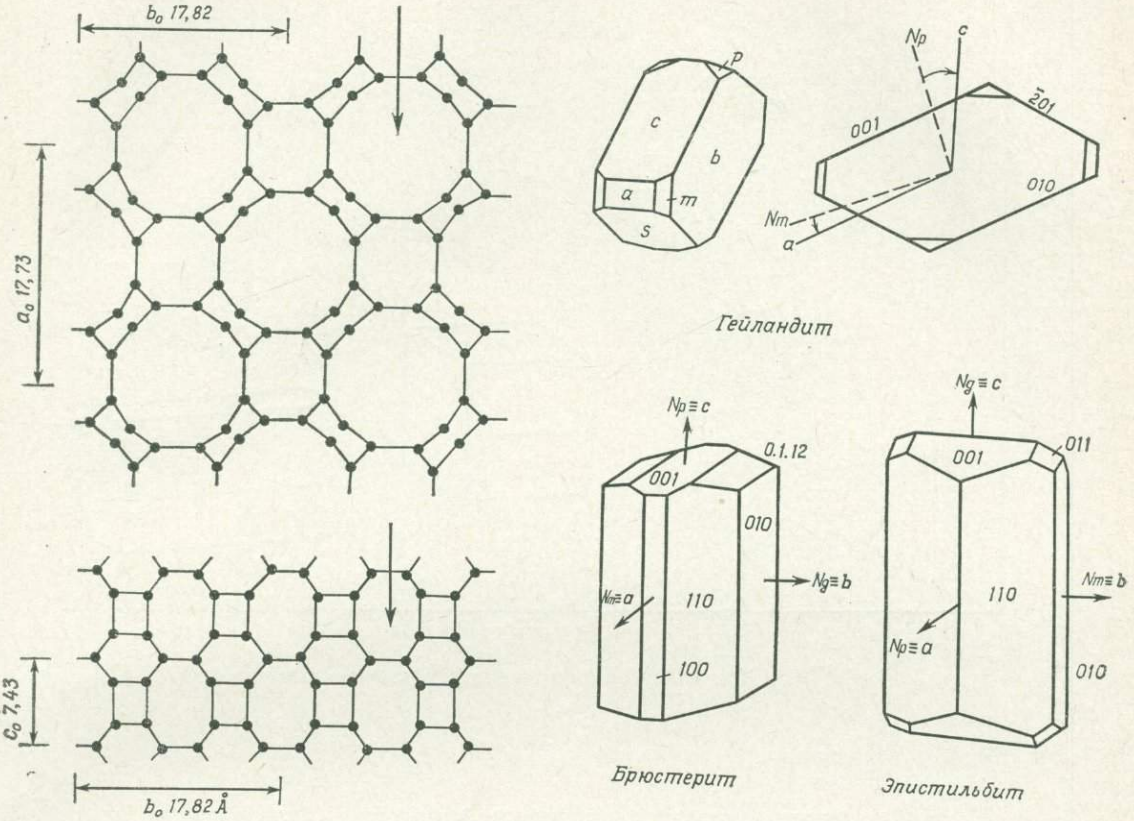
Фиг. 402. Последовательность формирования цеолитов, определенная отношением H_2O/Al_2O_3 и энергетическим показателем (E) решетки.

1 — натролит; *2* — анальцим; *3* — вайракит; *4* — томсонит; *5* — мезолит; *6* — фарёэлит; *7* — сколецит; *8* — эдингтонит; *9* — югавараллит; *10* — жисмондин; *11* — филлипсит; *12* — ломонтит; *13* — левин; *14* — Са-фоязит; *15* — эпистильбит; *16* — гмелинит; *17* — гармотом; *18* — хабазит; *19* — Са-эрионит; *20* — гейландит; *21* — десмин; *22* — морденит.

энергетического показателя (E) Грюнера (Gruner, 1950). Из диаграммы можно видеть, что возрастание отношения $H_2O : Al_2O_3$ ведет к увеличению энергетического показателя (уменьшается энергия решетки). В связи с этим сначала образуются цеолиты с небольшим количеством воды и максимальным замещением в тетраэдрических позициях решетки атомов кремния алюминием, а затем кристаллизуются цеолиты с постепенным увеличением содержания воды и уменьшением алюминия, замещающего кремний. Десмин и морденит являются последними в схеме последовательности и, как правило, они кристаллизуются из более богатых кремнеземом растворов, чем другие цеолиты (особенно с высоким отношением Al : Si). Десмин встречается, кроме того, в пегматитах, как один из поздних продуктов кристаллизации, в некоторых сульфидных жилах и в метасоматических образованиях.

Гейландит $CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O$. Назван в честь английского коллекционера минералов Х. Гейланда. *Клиноптилолит* — гейландит, богатый кремнеземом.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/m$, $a_0 = 17{,}73$ Å, $b_0 = 17{,}82$ Å, $c_0 = 7{,}43$ Å, $\beta = 116°20'$, $Z = 4$. Структура слоистого типа, слои из (Si, Al)-тетраэдров расположены параллельно {010}. Главные формы: b {010}, c {001}, a {100}, m {110}, s {$\bar{2}01$} и p {$\bar{1}11$}. $(001) \wedge (100) = 63°40'$, $(110) \wedge (010) = 48°20'$, $(100) \wedge (\bar{2}01) = 66°02'$. Габитус таблитчатый, изометричный (фиг. 403, 404, 405). Иногда встречается в виде лучистых или пластинчатых агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 8,81(8) — 5,114(7) — 4,670(6) — 3,969(10) — 3,425(5) — 2,963(9) —



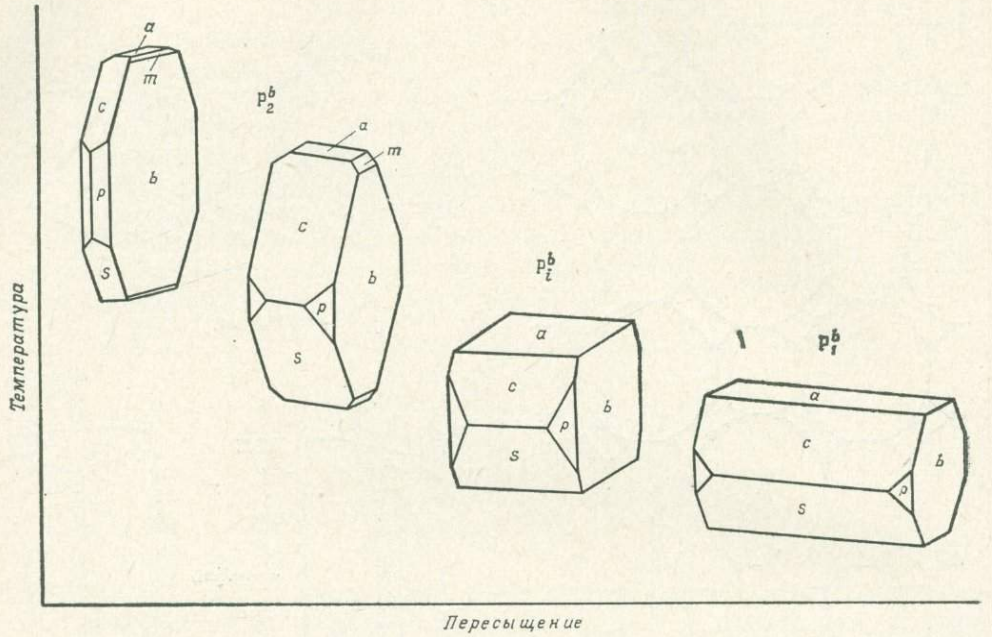
Ф и г. 403. Структурная схема гейландита (по Мерклу и Слотеру) (слева) и форма кристаллов гейландита, брюстерита и эпистильбита с оптической ориентировкой (справа).

1,966(4) (гейландит); 9,40(8) — 8,67(10) — 7,93(4) — 5,11(4) — 4,67(4) — 4,33(5) — 3,95(10) — 3,88(6) — 2,96(7) (клиноптилолит).

Физические свойства. Спайность по {010} совершенная. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,20. Сильный жемчужный блеск на плоскости {010}, обусловленный совершенной спайностью. Цвет белый до красного или коричневый. $n_g = 1{,}505$, $n_m = 1{,}499$, $n_p = 1{,}498$, $a \wedge Np = 0 \div 34°$, $(+)\ 2V = 34°$, может изменяться от 0 до 53°. Гейландит, подобно десмину, обнаруживает секториальную структуру и зональность с резко различными оптическими свойствами. Кривая ДТА показана на фиг. 401. В противоположность гейландиту клиноптилолит дает только один широкий эндотермический пик при температуре около 140° С, его структура остается неповрежденной до 700° С, тогда как гейландит разрушается при 250° С.

Ф и г. 404. Кристаллы гейландита с горы Витоша.

Нахождение. Гейландит встречается в тесной ассоциации с десмином. Прекрасные образцы его известны из Исландии; кроме того, встречается около Бомбея в Индии и на Фарерских островах.



Фиг. 405. Кристаллогенетическая диаграмма гейландита.

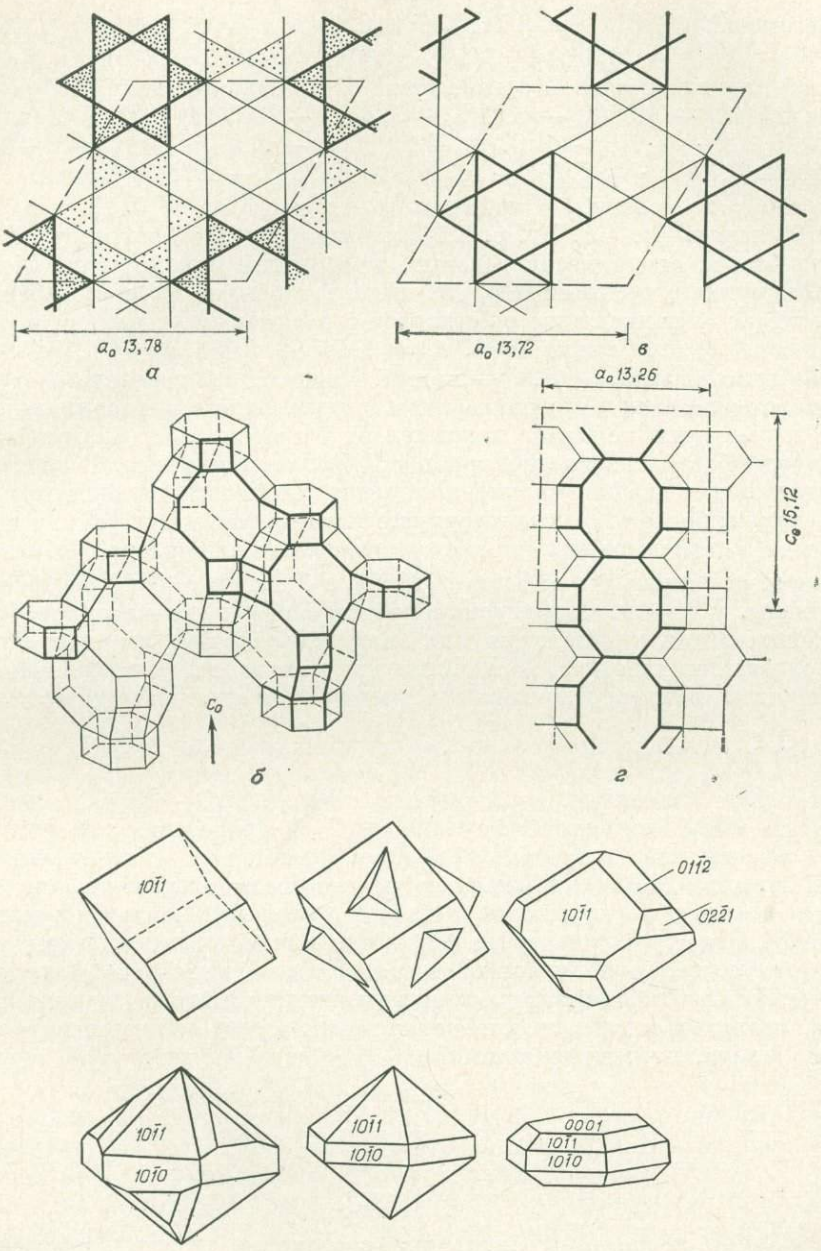
2. Группа хабазита

К этой группе относятся минералы *хабазит*, *гмелинит* и *левин* (левинит), имеющие формулу типа $(Ca, Na_2)Al_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$ и *эрионит* $(Na, K, Ca)_3Al_3Si_8O_{24} \cdot 8H_2O$. Последний минерал, гексагональный ($P6_3/mmc$), $a_0 = 13{,}26$ Å, $c_0 = 15{,}12$ Å, $Z = 3$, параметры соответствуют a_0 и c_0 левина или хабазита. Интересно, что эрионит встречается в виде тонкоигольчатых, напоминающих хлопок, образований, хотя обладает структурой, типичной для других представителей группы и особенно для хабазита, характеризующегося изометричным габитусом кристаллов. Главные линии на рентгенограмме эрионита: 11,57(10) — 6,63(8) — 4,34(7) — 3,80(9) — 2,84(10) — 2,50(7). *Гершелит* $Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$, встречающийся в виде гексагональных пластинок, изоструктурен с хабазитом, но имеет более низкие показатели преломления ($n = 1{,}472$) и рассматривается как особая разновидность. *Оффретит* аналогичен эриониту, но пр. гр. $P6m2$, $a_0 = 13{,}31$ Å, $c_0 = 7{,}59$ Å.

Хабазит (Ca, Na_2) Ai_2Si_4 $O_{12} \cdot 6H_2O$.

Гмелинит (Na_2, Ca)$Al_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$. Хабазит происходит от древнегреческого («хабазиос») названия камня [синоним: шабазит; в нашей литературе чаще используется последнее название.— *Перев.*]. Гмелинит назван в честь профессора Ч. Гмелина из Тюбингена (1792—1860). *Факолит* — это хабазитовый двойник, богатый формами; габитус кристаллов линзовидный. *Левин* $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$ назван в честь А. Леви, минералога и кристаллографа.

Кристаллографическая характеристика. Дитригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}m$, $a_0 = 13{,}78$ Å, $c_0 = 14{,}97$ Å, $Z = 6$ для хабазита; $a_0 = 13{,}72$ Å, $c_0 = 9{,}95$ Å, $Z = 4$ для гмелинита; $a_0 = 13{,}28$ Å, $c_0 = 23{,}0$ Å, $Z = 9$ для левина. Структуры минералов состоят из шестичленных сдвоенных колец (миларитовый тип) из (Si, Al)-тетраэдров, связанных между



Фиг. 406. Структурные схемы хабазита (*а*, *б*), гмелинита (*в*) и эрионита (*г*); форма кристаллов хабазита (наверху) и гмелинита (внизу).

собой таким же способом, как и в структуре эрионита [1] (фиг. 406). Кристаллы у хабазита ромбоэдрические, кубоподобные вследствие того, что углы между ромбоэдрическими гранями около 90°, у гмелинита отчасти уплощенные. Наиболее часто встречающиеся формы для хабазита: *r* $\{10\bar{1}1\}$, *e* $\{01\bar{1}2\}$, *s* $\{02\bar{2}1\}$ и *c* $\{0001\}$; $(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 85°14'$, $(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}2) = 42°37'$, $(0001) \wedge (10\bar{1}1) = 51°26'$, $(0001) \wedge (01\bar{1}2) = 32°05'$, $(0001) \wedge (02\bar{2}1) = 68°16'$;

[1] В основе структуры эрионита лежат «ксонотлитовые» ленты, которые, соединяясь друг с другом, образуют гексагональные алюмокремнийкислородные кольца.— *Прим. перев.*

для гмелинита: r $\{10\bar{1}1\}$, p $\{01\bar{1}1\}$, m $\{10\bar{1}0\}$ и c $\{0001\}$, $(1\bar{0}11) \wedge (0111) = 68°08'$, $(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 37°44'$, $(0001) \wedge (10\bar{1}1) = 40°18'$. Двойники прорастания с двойниковой осью c (фиг. 406). Главные линии на рентгенограмме: 9,3(10) — 4,35(8) — 3,62(6) — 3,24(6) — 2,93(10) — 1,81(8) (хабазит); 9,3(8) — 5,2(8) — 4,7(8) — 4,07(8) — 2,99(10) — 2,11(6) — 1,75(6) —1,214(6) (гмелинит); 8,12(7) — 5,13(6) — 4,26(6) — 4,04(8) — 2,78(8) (левин).

Физические свойства. Спайность у хабазита по $\{10\bar{1}1\}$, у гмелинита по $\{10\bar{1}0\}$ ясная. Тв. 4,5. Уд. в. 2,16 (хабазит) до 2,04 (гмелинит). Бесцветные или белые, от примесей розовые, желтоватые или красные. Несмотря на ромбоэдрическую симметрию, оба минерала обычно двуосные, базальные плоскости обнаруживают шесть секторов с различным угасанием и положением плоскости оптических осей. $n_g = 1{,}465 \div 1{,}480$, $n_p = 1{,}464 \div 1{,}479$, большие для хабазита, (+) 2V — малый. Кривая ДТА показана на фиг. 401.

Нахождение. Как и другие цеолиты, встречаются в миндалинах большей частью в основных породах, например на Фарерских островах и особенно в третичных базальтах плато Гаррон в Антриме, Ирландия. В этом районе Уокер установил хабазит различного габитуса, образовавшийся при разных температурах; более высокотемпературный имеет формы t $\{11\bar{2}3\}$, и кристаллы всегда сдвойникованы, промежуточные по температуре образования характеризуются развитием форм a $\{11\bar{2}0\}$, s $\{02\bar{2}1\}$ и e $\{01\bar{1}2\}$, также сдвойникованные, а низкотемпературные представлены исключительно ромбоэдрами, одиночными кристаллами или двойниками. Здесь левин предшествовал образованию хабазита, а гмелинит кристаллизовался позже. Минералы этой группы встречаются также в трещинах и пустотах других пород.

3. Группа анальцима

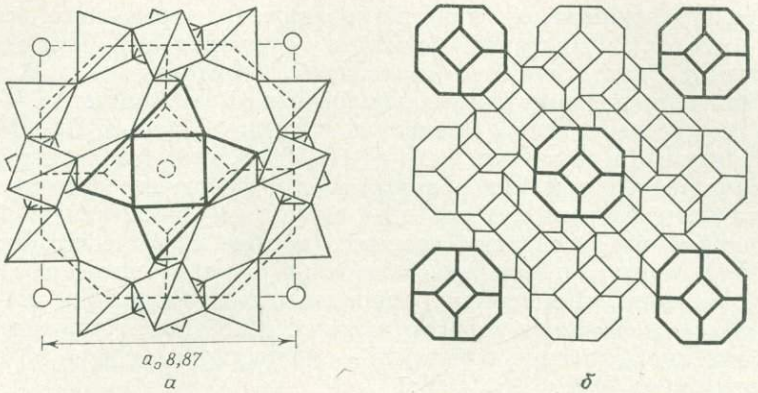
Группа объединяет *анальцим* $Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$, *вайракит* $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$ и *фоязит* [1] $Na_2Ca[Al_2Si_4O_{12}]_2 \cdot 16H_2O$, все они кубические. Фоязит бесцветный, встречается в форме октаэдров, гексоктаэдрический в. с. $Fd3m$, $a_0 = 24{,}65$ Å; в основе структуры трехмерный каркас из (Si, Al)-тетраэдров с весьма крупными каналами, расположенными по направлениям [110]. Эта структура делает фоязит чрезвычайно важным молекулярным ситом (искусственно полученный известен как «линдевское молекулярное сито X»). Такими молекулярными ситами являются также содалит (ультрамарин), анальцим и хабазит; отверстия в структурах этих минералов имеют разный размер, поэтому различна их обменная (пермутитовая) емкость:

	Обменивает	Не обменивает
Содалит	K	Cs
Анальцим	Rb	Cs
Хабазит	Cs	$N[CH_3]_4$
Фоязит	$N[CN_3]_4$	$N[C_2H_5]_4$

Структуры содалита и анальцима состоят из простых шестичленных и четырехчленных колец (Si, Al)-тетраэдров, а хабазита и фоязита — из сдвоенных гексагональных (миларитовых) колец (фиг. 406, 407). Анальцим и вайракит — изотипичны, гексоктаэдрические, но отличаются по пространственной группе ($Ia3d$) и не образуют смешанных кристаллов. Вайракит, обнаруженный в местности Вайракеи в Новой Зеландии (отсюда его название) подобен анальциму, но всегда двупреломляющий. $n_g = 1{,}502$, $n_p = 1{,}498$, (+) 2V $\sim 90°$. Главные линии на рентгенограммах:

Анальцим 5,61(8) — 3,43(10) — 2,925(8) — 2,505(5) — 1,903(5) — 1,743(6)
Вайракит 5,57(8) — 3,42(6) — 3,39(10) — 2,909(5) — 2,489(4) — 2,215(4)
Фоязит 15,02(10) — 5,68(8) — 4,35(8) — 3,75(9) — 3,278(8) — 2,860(8)

[1] В нашей литературе иногда называется фожазит.— *Прим. перев.*



а *б*

Ф и г. 407. Содалитовый скелет (*а*) как основной элемент в структуре фоязита (*б*).

Анальцим $Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$. Название происходит от греческого «аналкис»— слабый, употребляется в связи с тем, что минерал лишь слабо электризуется при трении или нагревании. Синоним: *анальцит*. Содержит 14,09% Na_2O, 23,20% Al_2O_3, 54,54% SiO_2 и 8,17% H_2O. Некоторая часть натрия нередко замещается калием.

Кристаллографическая характеристика. Гексоктаэдрический в. с. $Ia3d$, $a_0 = 13{,}68$ Å, $Z = 16$. Обычно встречается в виде трапецоэдрических [1] кристаллов {211}, похожих на кристаллы лейцита (фиг. 392) и граната; пространственная группа такая же, как у гранатов. Иногда кристаллы несколько видоизменяются развитием граней куба; некоторые кристаллы очень сложные или представляют собой миметические двойники.

Физические свойства. Спайность по {100} неясная. Тв. 5—5,5. Уд. в. 2,22—2,29. Бесцветный, белый, сероватый или зеленоватый от примесей. Обычно изотропный, $n = 1{,}489 \div 1{,}479$, но крупные кристаллы иногда двупреломляют, благодаря двойникованию.

Нахождение. Анальцим характеризуется довольно большим интервалом образования, но может рассматриваться главным образом как один из наиболее высокотемпературных цеолитов (см. фиг. 402). Его верхний предел кристаллизации ограничивается температурой 525° С, а нижний не имеет определенных границ. Известен анальцим, образовавшийся, по-видимому, в экзогенных условиях. Поле устойчивости вайракита определяется узкими границами температур 315—400°, так что это, вероятно, наиболее высокотемпературный член кальциевых цеолитов. В присутствии кварца верхний предел устойчивости анальцима понижается до 280° С при давлении 1000 *бар*. При температуре около 2000° С и давлении насыщенного водяного пара происходит преобразование: анальцим + кварц $\rightleftarrows$ альбит + H_2O.

Анальцим часто ассоциирует с другими цеолитами и особенно с натролитом; последовательность образования двух минералов изменчива.

4. Группа натролита

В эту группу входят типичные волокнистые цеолиты: *натролит*, *сколецит*, *мезолит* и *томсонит*, сходные между собой во многих отношениях, а также *ломонтит* $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ и *жисмондин* $CaAl_2Si_2O_8 \cdot 4H_2O$.

Натролит $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$

Сколецит $CaAl_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O$.

Мезолит $Ca_2Na_2[Al_2Si_3O_{10}]_3 \cdot 8H_2O$.

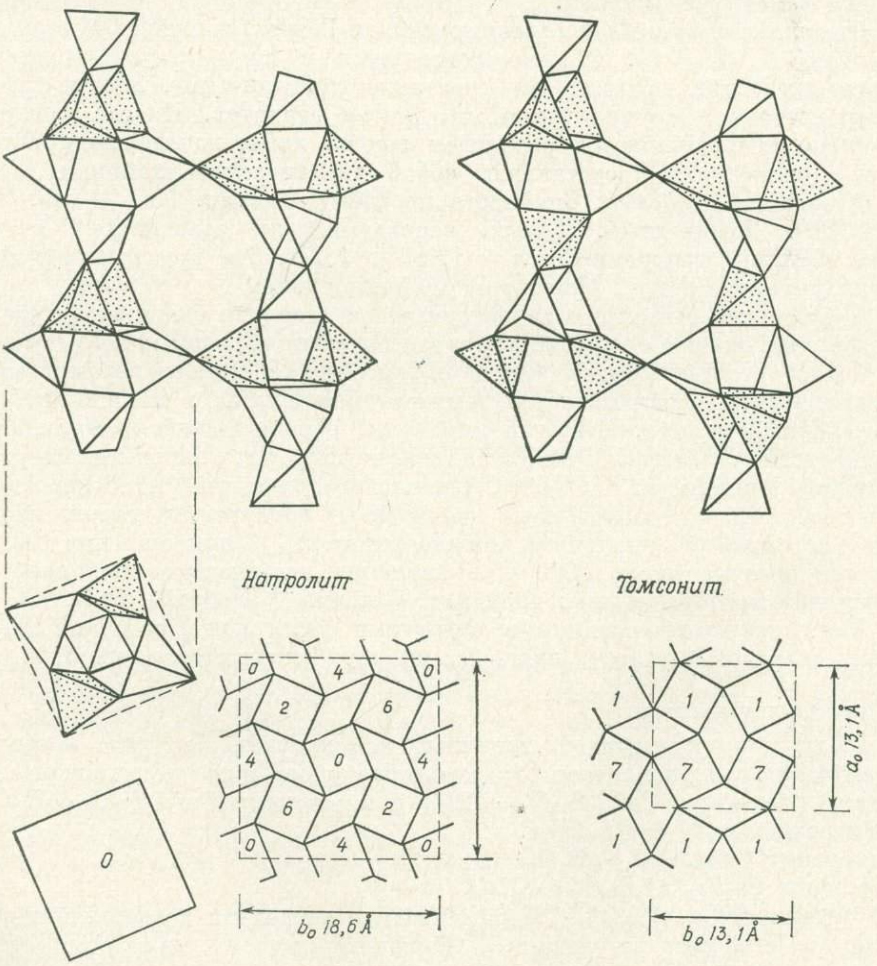
Томсонит $NaCa_2Al_5Si_5O_{20} \cdot 7H_2O$. Название натролита подчеркивает содержание в его составе натрия. Сколецит назван из-за способности

[1] Трапецоэдры кубической сингонии не свойственны. Форма кристаллов у анальцима — тетрагон-триоктаэдры.— *Прим. перев.*

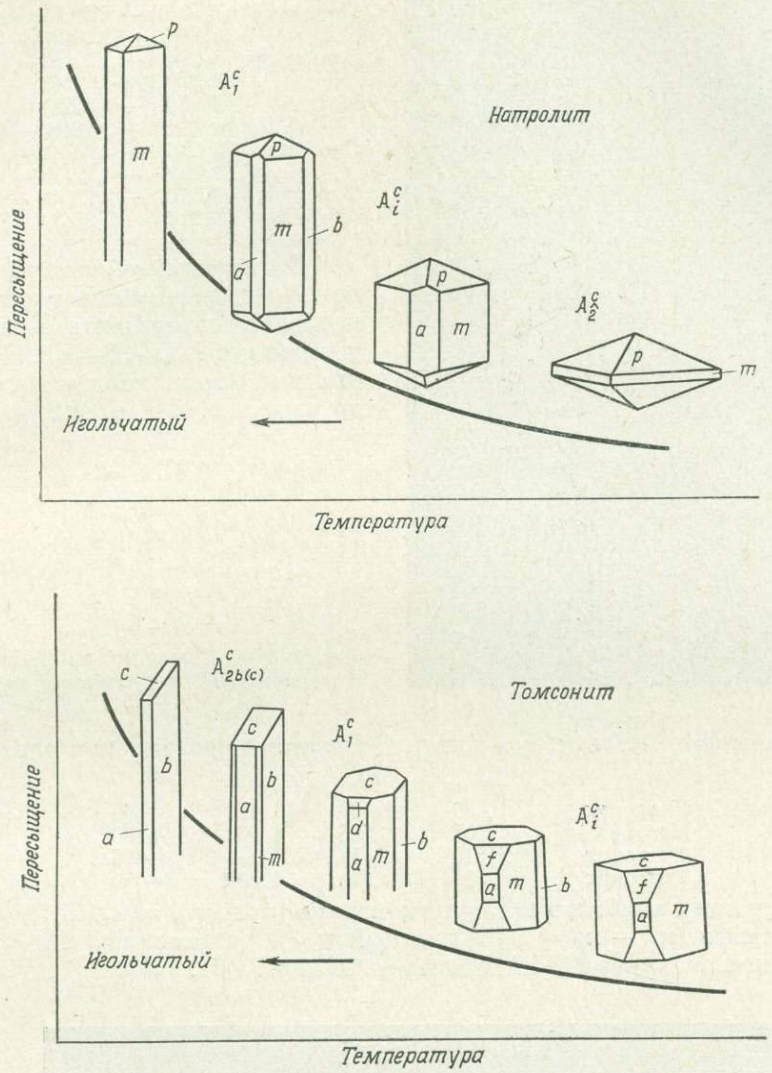
«червеобразно» извиваться при нагревании [от греческого «сколекс»— червь. — *Перев.*]. Название мезолита отражает его промежуточный состав между натролитом и сколецитом. Томсонит [назван в честь химика Томсона, впервые проанализировавшего этот минерал. — *Перев.*] отвечает по составу одной молекуле ранита $Na_2Al_2Si_2O_8 \cdot 2H_2O$ плюс четыре молекулы Са-томсонита $CaAl_2Si_2O_8 \cdot 3H_2O$. *Гоннардит* рассматривается как самостоятельный минеральный вид, отвечающий составу, равному трем молекулам натролита плюс одна молекула Са-томсонита. *Фарёэлит*, встречающийся на Фарерских островах в виде сферических конкреций, отвечает обратному соотношению: одна молекула натролита плюс три молекулы Са-томсонита, и является разновидностью томсонита.

Кристаллографическая характеристика. Натролит, гоннардит и томсонит ромбические; сколецит и мезолит — моноклинные с $\beta \sim 90°$, параметры их следующие (фиг. 408, 409):

	Симметрия	a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å	Z
Натролит	*Fdd*2	18,35	18,70	6,61	8
Сколецит	*Cc*	18,48	18,94	6,54	8
Мезолит	*C*2	3·18,9	6,55	18,48	8
Томсонит	*Pnma*	13,07	13,09	13,25	4
Гоннардит	ромб.	13,35	13,35	6,65	2

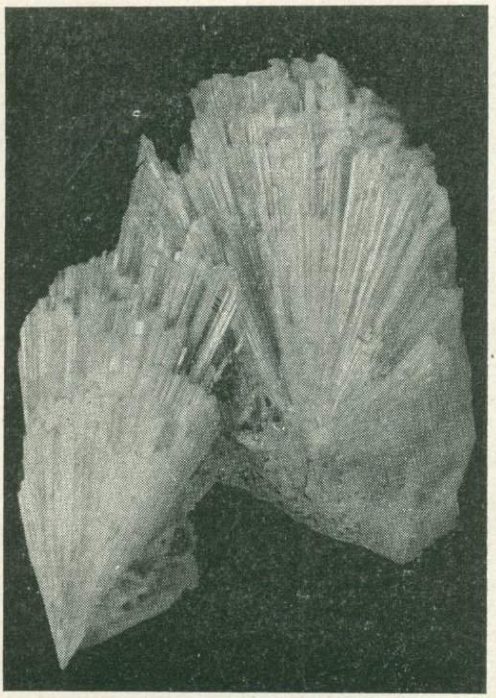


Ф и г. 408. Структурные схемы и кристаллы натролита и томсонита. Квадраты представляют (Si, Al) цепочки, вытянутые вдоль их удлинения.



Ф и г. 409. Кристаллогенетические диаграммы натролита (вверху) и томсонита (внизу).

Структура этих цеолитов цепочечного типа, обусловившая постоянный волокнистый или игольчатый габитус их кристаллов. Натролит, сколецит и мезолит имеют цепочки, как видно на фиг. 408, типа $[Al_2Si_3O_{10}]$, что составляет часть их формулы, а в подобных цепочках томсонита атомы кремния и алюминия образуют перемежающиеся сетки и таким образом представляют постройку типа $[Al_5Si_5O_{20}]$ с удвоенным значением параметра c_0. В структуре натролита каждый катион натрия окружен четырьмя кислородами и двумя молекулами воды; у сколецита каждый катион кальция окружен четырьмя кислородами и тремя молекулами воды. Минералы обычно игольчатые, встречаются в виде лучистых или сферолитовых агрегатов (фиг. 410, 411). Призматические или игольчатые кристаллы имеют почти квадратное сечение, так как угол между гранями призмы (110) $\wedge$ (1$\bar{1}$0) $\sim 90°$. Кристаллы сколецита часто сдвойникованы, двойниковая плоскость (100). Главные линии на рентгенограммах:



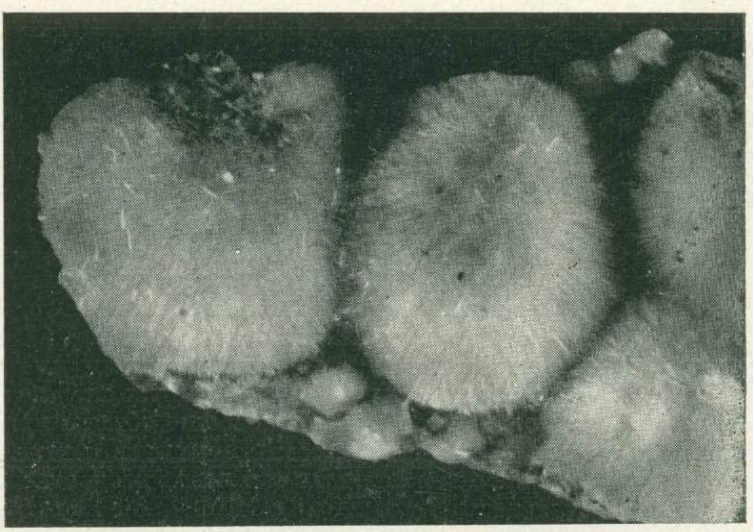
Натролит	6,58(9) — 5,89(8) — 4,42(6) — 4,14(5) — 3,19(9) — 2,86(10)
Гоннардит	6,65(5) — 5,90(5) — 3,23(9) — 2,90(10) — 2,45(3) — 1,49(3)
Мезолит	6,58(8) — 5,89(8) — 4,71(6) — 4,38(7) — 3,18(6) — 2,88(10)
Сколецит	6,68(7) — 5,94(8) — 4,72(5) — 4,42(8) — 3,22(7) — 2,90(10)
Томсонит	6,54(9) — 4,67(10) — 3,53(9) — 3,22(8) — 2,85(9) — 2,69(10)

Физические свойства. Спайность по {110} совершенная у сколецита, натролита и мезолита и по {010} у томсонита. Тв. 5—5,5. Бесцветные или белые, иногда желтоватые до красных. Уд. в. 2,2 (натролит) до 2,4 (сколецит, мезолит, томсонит). Показатели преломления следующие:

Фиг. 410. Сколецит из Тейгаргорна, Исландия ($^4/_5$ натуральной величины).

	n_g	n_m	n_p	2V, °
Натролит	1,490	1,480	1,477	(+)60
Мезолит	1,505	1,505	1,504	(+)80
Сколецит	1,519	1,518	1,512	(—)36
Томсонит	1,531	1,522	1,520	(—)60

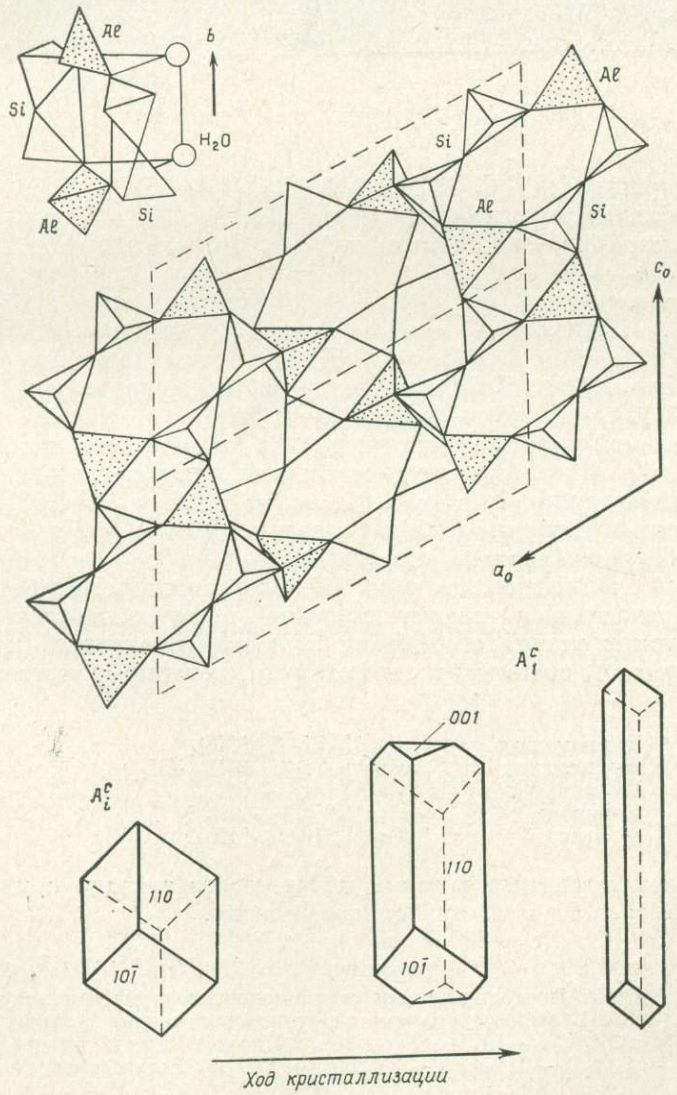
У натролита наибольшее двупреломление ($n_g - n_p = 0{,}013$), у мезолита наименьшее ($n_g - n_p = 0{,}001$), $c \wedge Np \sim 7°$ у мезолита, 18° у сколецита. Типичные кривые ДТА показаны на фиг. 401.



Фиг. 411. Сферолиты томсонита из Бургаса, юго-восточная Болгария.

Нахождение. Волокнистые цеолиты обычно тесно ассоциируют друг с другом; иногда агрегаты состоят из двух или трех различных минералов в параллельном срастании. Они образуются за счет других алюмосиликатов, особенно за счет плагиоклазов, указывая на активность растворов, бедных кремнеземом, в противоположность минералам группы десмина. С другой стороны, они могут быть рассмотрены в некоторой степени, как высокотемпературные цеолиты, что также демонстрируется на диаграмме, представленной на фиг. 402. Их кристаллы часто очень тонкие, но в аплитовых жилах на асбестовом руднике Тетфорд в Канаде были найдены призматические кристаллы натролита, достигающие 1 *м* в длину и 10 *см* в поперечнике.

Ломонтит $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$. Назван в честь французского минералога [Гиллер Ломонт впервые обнаружил этот минерал.— *Перев.*]. *Леонгардит* частично гидратированный ломонтит, отвечающий формуле $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 3H_2O$



Фиг. 412. Кристаллическая структура ломонтита.

Вверху слева изображен Si-Al-каркас и показано прикрепление Ca-призм к Si-Al-кольцу (по С. Т. Амирову, В. В. Илюхину, Н. В. Белову) и изменение габитуса кристаллов ломонтита (внизу).

Фиг. 413. Ломонтит с горы Странджа.

Ломонтит содержит 11,9% CaO, 21,7% Al_2O_3, 51,1% SiO_2, 15,3% H_2O; в его состав часто входят небольшие количества K, Na, Mg и других элементов.

Кристаллографическая характеристика. Моноклинный (*C*2 или *Cm*), $a_0 = 14{,}90$ Å, $b_0 = 13{,}70$ Å, $c_0 = 7{,}55$ Å, $\beta = 111°30'$, $Z = 4$. Кристаллы типичные призматические (фиг. 412, 413); главные формы: *m* {110} и *e* {101}, редко *c* {001}, (110) $\wedge$ (1$\bar{1}$0) = 93°44′, (110) $\wedge$ (101) = 66°30′, (001) $\wedge$ $\wedge$ (110) = 75°40′, (001) $\wedge$ (101) = 56°55′. Известны двойники с двойниковой плоскостью {100}. Главные линии на рентгенограмме: 9,52(10) — 6,82(8) — 4,17(10) — 3,57(8) — 2,184(6) — 1,622(6).

Физические свойства. Спайность по {110} и {010} совершенная. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,25—2,36. Цвет фарфорово-белый или молочно-белый, может быть также красный от примесей. $n_g = 1{,}515$, $n_m = 1{,}513$, $n_p = 1{,}507$, (—) 2V = = 54°, плоскость оптических осей параллельна (010), *c* $\wedge$ *Ng* $\sim$ 40°. Типичная кривая ДТА представлена на фиг. 401.

Нахождение. Ломонтит, как и все цеолиты, типичный гидротермальный минерал, встречающийся преимущественно в вулканических породах. Он наблюдается в тесной ассоциации с такими цеолитами, как десмин, а также с эпидотом, пренитом и апофиллитом, которые качественно близки по составу:

Клиноцоизит	$Ca_8Al_{12}Si_{12}O_{48}(OH)_4$
Пумпеллиит	$Ca_8Al_{12}Si_{12}O_{46}(OH)_6 \cdot 4H_2O$
Пренит	$Ca_8Al_8Si_{12}O_{40}(OH)_8$
Ломонтит	$Ca_3Al_6Si_{12}O_{36} \cdot 12H_2O$
Десмин	$Ca_2Al_4Si_{14}O_{36} \cdot 14H_2O$

Образование ломонтита в таком парагенезисе связано с уменьшением в составе растворов Ca и Al при охлаждении их.

Жисмондин $CaAl_2Si_2O_8 \cdot 4H_2O$, моноклинный ($P2_1/c$), $a_0 = 10{,}02$ Å, $b_0 = 10{,}62$ Å, $c_0 = 9{,}84$ Å, $\beta = 92°25'$. Кристаллы всегда сдвойникованы; форма напоминает октаэдры. Тв. 4,5. Уд. в. 2,27. Базальные сечения обнаруживают четыре сектора. $n_g = 1{,}548$, $n_m = 1{,}540$, $n_p = 1{,}531$, (—) 2V = 82 ÷ 86°. Главные линии на рентгенограмме: 7,3(10) — 4,9(6) — 4,19(8) — 3,24(10) — 2,73(10) — 1,78(6). Встречается в породах, богатых кальцием.

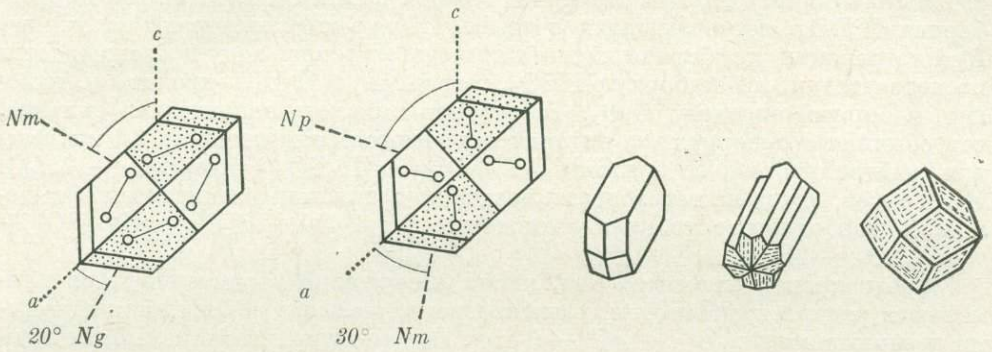
Гарронит $NaCa_{2,5}Al_6Si_{10}O_{32} \cdot 13{,}5\ H_2O$ тесно связан с жисмондином и филлипситом, встречается в миндалевидных пустотах в третичных базальтах Северной Ирландии и Исландии. Он образует лучистые агрегаты, одноосный, $n_o = 1{,}512 \div 1{,}500$, $n_e = 1{,}509 — 1{,}502$, двупреломление 0,002. Рентгенограммы близки жисмондину и филлипситу.

5. *Группа филлипсита — гармотома*

Минералы этой группы существенно калиевые и бариевые цеолиты:

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Филлипсит	$(K_2, Ca)Al_2Si_4O_{12}\cdot 4{,}5H_2O$	$B2mb$	2,2	1,500
Арменит	$BaCa_2Al_6Si_9O_{30}\cdot 2H_2O$	ромб.	2,77	1,559
Гармотом	$BaAl_2Si_6O_{16}\cdot 6H_2O$	$P2_1/m$	2,50	1,505
Эдингтонит	$BaAl_2Si_3O_{10}\cdot 4H_2O$	$P\bar{4}2_1m$	2,78	1,553

Кроме того, к этой группе относится *паулингит* с приближенной формулой $(K, Ca)_4Al_2Si_{10}O_{27}\cdot 14H_2O$, встречающийся в виде прозрачных ромбододекаэдров, пр. гр. $Im3m$, $a_0 = 35{,}10$ Å, самая крупная элементарная



Ф и г. 414. Форма кристаллов и ориентировка филлипсита (слева) и гармотома (справа).

ячейка, известная для неорганических соединений. Эдингтонит имеет совершенную спайность по {110}, обусловленную цепочечной структурой, которая сходна со структурой минералов группы натролита; арменит обладает спайностью по {010}, а филлипсит и гармотом по {010} и {100}. Последние два минерала являются главными представителями группы. Они наблюдаются всегда в виде крестообразных двойников, как у десмина, или в виде миметических псевдотетрагональных или кубических форм (фиг. 414). Главные линии на рентгенограммах:

Филлипсит 7,64(10) — 6,91(10) — 4,25(6) — 4,07(6) — 3,18(10) — 2,67(6)
Гармотом 8,11(10) — 7,16(10) — 6,25(10) — 4,07(10) — 3,18(10) — 2,69(10)
Паулингит 8,29(10) — 6,88(10) — 4,78(9) — 3,346(8) — 3,261(9) — 3,078(9)
Эдингтонит 4,54(8) — 3,46(10) — 2,96(8) — 2,69(10) — 2,23(8) — 1,81(8)

Встречаются в ассоциации с другими цеолитами. Кривая ДТА эдингтонита характеризуется двумя глубокими эндотермическими пиками при температурах 196 и 523° С и весьма мелким — при температуре около 311° С.

Бораты

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

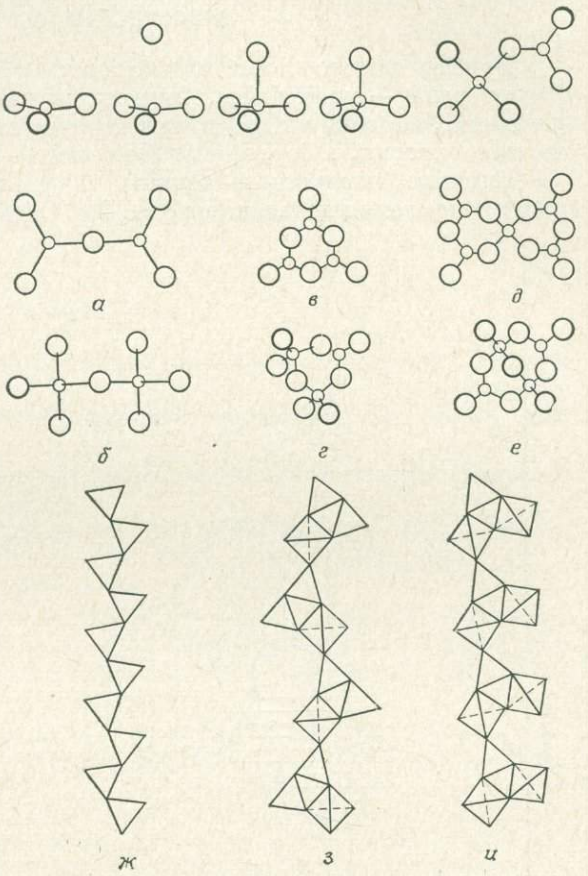
В природе существует примерно шестьдесят боратов, представляющих собой соли борных кислот. Наиболее важной из этих кислот является ортоборная H_3BO_3, встречающаяся в земной коре в виде минерала сассолина. При нагревании ортоборная кислота постепенно теряет воду и превращается последовательно в метаборную HBO_2, тетраборную $H_2B_4O_7$ кислоты и, наконец, в борный ангидрид B_2O_3. Тетраборная кислота значительно сильнее, чем обычная ортоборная, из которой получаются соли тетраборной кислоты при нейтрализации ее щелочью: $2NaOH + 4H_3BO_3 = Na_2B_4O_7 + 7H_2O$. И наоборот, когда на тетрабораты воздействуют сильными кислотами, выделяется свободная ортоборная кислота: $Na_2B_4O_7 + H_2SO_4 = Na_2SO_4 + 4H_3BO_3 - 5H_2O$.

Среди легких элементов бор, литий и бериллий характеризуются наименьшей распространенностью в литосфере; их дефицит объясняется ядерными превращениями: ${}_5B^{11} + {}_1H^1 \rightarrow 3_2He^4$. Бор типично литофильный, отчасти биофильный элемент, неизменно образующий соединения с кислородом. В гипогенных условиях он концентрируется в значительных количествах на поздних стадиях магматической кристаллизации, входя в состав таких минералов, как турмалин (10% B_2O_3), датолит (20% B_2O_3), аксинит (5%B_2O_3), дюмортьерит, данбурит и другие боросиликаты, в которых бор замещает кремний. Изоморфизм такого рода ограничен вследствие значительной разницы в размерах ионных радиусов (B^{3+}, 0,23 Å и Si^{4+} 0,42 Å). Малым размерам иона бора и летучестью его соединений объясняется тот факт, что бор не фиксируется на главной стадии магматической кристаллизации. В пегматитовых и гидротермальных жилах встречаются бораты, которые содержат такие катионы, как бериллий (гамбергит, родицит), алюминий (еремеевит), олово (норденшельдит), магний (ашарит). В некоторых метасоматических магнетитовых месторождениях имеется большое количество боратов, содержащих железо (людвигит, варвикит), но бор этих месторождений, вероятно, извлекался из осадочных пород, которые претерпевали метасоматические изменения, а не привносился из магматического источника. Осадочные породы, как правило, богаче бором, чем изверженные.

Концентрация бора в морских бассейнах обусловлена конденсацией вулканических эманаций, обогащенных бором, и выходом гидротермальных растворов на морском дне (подводные термальные источники). Бор вулканических эманаций концентрируется вокруг кратеров вулканов или в местах термальной деятельности в виде сублиматов, среди которых в первую очередь следует отметить свободную борную кислоту (сассолит) и затем другие бораты. Сассолит становится летучим при 100° С и может образовываться из таких галоидов, как BCl_3 и BF_3 при взаимодействии их с водяным паром. Поскольку бораты в большинстве своем легко растворимы в воде, они выносятся из вулканических провинций в моря и океаны. Последние содержат в среднем 4,6 *г/т* бора преимущественно в виде недиссоциированной борной кислоты. Повышенному количеству бора в морской воде соответствует повышенное количество его в почвах прибрежных районов (в 10—50 раз больше) по сравнению с почвами континентальных районов.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ

В кристаллохимическом отношении бор похож на кремний, поскольку он образует с кислородом мезодесмические соединения с плоскими группами $[BO_3]^{3-}$, которые могут сочленяться в простые и двойные цепочки, а также трехмерные каркасы аналогично тетраэдрическим группам $[SiO_4]^{4-}$. Однако иногда бор находится в тетраэдрическом окружении атомов кислорода и в таком случае он замещает кремний в боросиликатах. В боратах бор также характеризуется и треугольной, и тетраэдрической координацией, при этом группы BO_3 и BO_4 соединяются через общие атомы кислорода (фиг. 415). Поскольку многие бораты содержат гидроксил, ион $(OH)^-$ тоже может входить в состав боровых групп; например, в структуре колеманита $CaB_3O_4(OH)_3 \cdot H_2O$ существуют цепи из полиионных колец $[B_3O_4(OH)_3]^{2-}$, состоящие из треугольников BO_3 и тетраэдров BO_3OH и $BO_2(OH)_2$. Исключительно четверная координация бора установлена только в структуре борного ангидрида B_2O_3, не встречающегося в виде минерала; при этом его структура относится к структуре типа кварца $C3_1 - C3_2$, $a_0 = 4{,}325$ Å, $c_0 = 8{,}317$ Å.



Фиг. 415. Переход от треугольника BO_3 к тетраэдру BO_4 и гибридной конфигурации $BO_3 - BO_4$ (верхний ряд) и характер связи боровых треугольников и тетраэдров при образовании групп B_2O_5 (*а*), B_2O_7 (*б*), B_3O_6 (*в*), B_3O_8 (*г*), B_5O_{11} (*д*), B_4O_9 (*е*), B_2O_4 (*ж*), B_3O_6 (*з*), B_3O_7 (*и*) (по Такеучи).

Тройная координация бора характерна для боратов, которые кристаллизуются при высоких температурах; понижение температуры кристаллизации обусловливает переход к четверной координации, однако в последнем случае положение бора не совпадает с центром тяжести окружающих его атомов кислорода. В результате в структуре кристаллов возникают слабые связи, являющиеся причиной выщелачивания бора и щелочей; этой «уязвимостью» и объясняются антисептические свойства стекла «пирекс» (с 11,8% B_2O_3).

Главные добавочные катионы в составе боратов представлены Mg, Ca и Na. Реже такую роль выполняют Fe, Mn, Al, Be, Sn, Sr, K, Li, Ti и группа NH_4. Известен только один борат с халькофильным элементом — бандилит $CuCl[B(OH)_4]$, в котором ионы бора находятся в тетраэдрическом окружении гидроксильных групп, а катионы меди имеют октаэдрическую координацию: четыре гидроксильные группы и два аниона хлора.

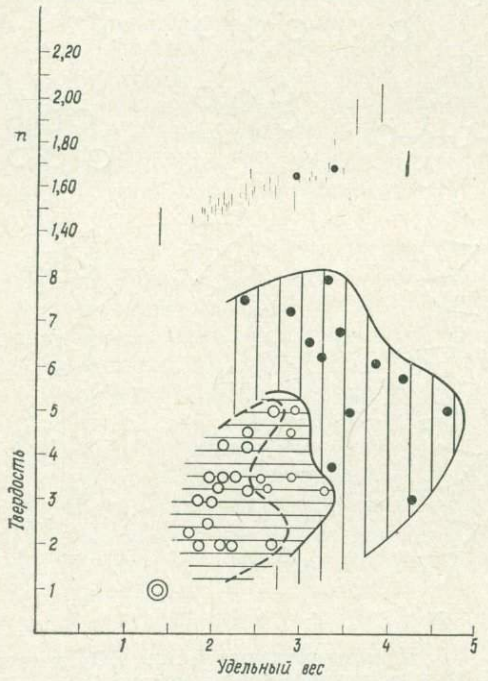
Бораты бывают преимущественно моноклинными или ромбическими, что соответствует их сравнительно сложному химическому составу и структуре.

Однако известны поразительные исключения, как, например, родицит $NaKLi_4Al_4Be_3B_{10}O_{27}$, который относится к кубической сингонии, гексатетраэдрическому в. с. В природе бораты встречаются как правило в виде радиальнолучистых, волокнистых, зернистых и плотных агрегатов.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Бораты обычно белые или бесцветные, поскольку в их составе отсутствуют ионы — хромофоры. Однако железо- и марганецсодержащие бораты (людвигит, варвикит и др.) имеют черную, коричнево-черную и коричневато-желтую окраску, а борат меди (бандилит) — голубую.

Влияние химического состава на удельный вес, твердость и показатели преломления показано на фиг. 416. Свободная борная кислота (сассолин)



Ф и г. 416. Свойства боратов.

Точки — бораты Be, Al, Mg; маленькие кружки — бораты Mg, Ca, (OH); большие кружки — бораты Mg, Ca, Na, H_2O; двойной круг — сассолит.

отличается наименьшими значениями удельного веса (1,48), твердости (1) и показателей преломления (1,340—1,459), но характеризуется высоким двупреломлением и оптически отрицательным знаком вследствие слоистой структуры. У норденшельдита $CaSnB_2O_6$ наблюдается совершенная спайность в одном направлении, он также оптически отрицательный; людвигит оптически положительный, высокое двупреломление ($n_g - n_p = 0{,}14$) соответствует волокнистой природе его кристаллов. Два кубических бората — родицит $NaKLi_4Al_4Be_3B_{10}O_{27}$ и борацит $Mg_3B_7O_{13}Cl$ — самые твердые (тв. 7,5—8).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В наибольших количествах бораты отлагаются в водных бассейнах типа озер Кашмира и Тибета; озера Индер в западном Казахстане, СССР; озер Серлс и Борное, США, и других местах. Бораты в таких озерах представлены преимущественно солями кальция и натрия, если нет притока воды из моря, и солями магния в тех случаях, когда существует или существовала связь с морем. Различие между двумя указанными типами озер объясняется

преобладанием магния над кальцием в морской воде и кальция над магнием — в озерах. При испарении морской воды сначала осаждаются кальциевые и кальциевомагниевые бораты, а затем — магниевые бораты, отличающиеся большей растворимостью. Примерами хорошо известных месторождений такого типа являются район Крамер и озеро Серлс в Калифорнии, озеро Индер в СССР и Султан-Шаир к югу от порта Пандерма в Турции. В таких месторождениях бораты ассоциируют с аналогичными карбонатами, сульфатами и галогенидами. Считается, что источником бора для этих месторождений служили вулканическая деятельность и горячие источники. Месторождения Тосканы в Италии представляют собой типичный пример связи их с борнокислыми фумаролами.

Метасоматические месторождения людвигита и боратов сходного состава — также важный источник бора. Скопления боратов в пегматитах и гидротермальных жилах очень редки.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Теннисон (Tennyson, 1963) классифицирует бораты так же, как Штрунц классифицирует силикаты:

А. Островные бораты с изолированными группами $B(O, OH)_3$ или $B(O, OH)_4$;
Б. Островные бораты с двумя или несколькими сочлененными группами $B(O, OH)_3$ и (или) $B(O, OH)_4$;
В. Цепочечные бораты с группами $B(O, OH)_3$ и (или) $B(O, OH)_4$;
Г. Листовые бораты с группами $B(O, OH)_3$ и (или) $B(O, OH)_4$;
Д. Каркасные бораты с группами BO_3 и BO_4.

За исключением островных боратов с изолированными группами $B(O, OH)_3$ и $B(O, OH)_4$, все остальные можно подразделить на бораты с плоскими группами $B(O, OH)_3$, бораты с группами $B(O, OH)_3$ и $B(O, OH)_4$ и бораты с тетраэдрическими группами $B(O, OH)_4$.

В зависимости от главных катионов и наличия или отсутствия воды, а также добавочных анионов в составе боратов их классификация представляется в следующем виде:

а. Be-Al-Mg-ассоциация
   1. Группа гамбергита — флюоборита
   2. Группа котоита — суссексита
   3. Группа людвигита
   4. Группа борацита
б. Mg-Ca-Na-ассоциация
   1. Группа индерита — гидроборацита
   2. Группа колеманита
   3. Группа лардереллита — улексита
   4. Группа кернита — буры
в. Бораты меди и других элементов
   1. Группа гилгардита
   2. Группа сульфоборита

В минералах первой ассоциации, как правило, имеются изолированные группы $[BO_3]$ или трехмерный каркас из групп $[BO_3]$ и $[BO_4]$. Структуры минералов других ассоциаций характеризуются наличием цепочек или более сложных сочетаний из групп $[BO_3]$. Борная кислота (сассолин) выпадает из классификационной схемы так же, как лед и вода — из класса окислов.

Сассолин H_3BO_3 или $B(OH)_3$ назван по местности близ Тосканы в Италии, где он впервые был найден; триклинный, $P\bar{1}$, $a_0 = 7{,}04$ Å, $b_0 = 7{,}04$ Å, $c_0 = 6{,}56$ Å, $\alpha = 92°30'$, $\beta = 101°10'$, $\gamma = 120°$, $Z = 4$. Его кристаллы псевдогексагональные, но обычно он встречается в виде мелких чешуек или пленок. Совершенная спайность по {001}. Тв. 1.

Уд. в. 1,48. Цвет белый, серый или зеленоватый, $n_g = 1{,}459$, $n_m = 1{,}456$, $n_p = 1{,}340$; Nm почти перпендикулярна плоскости {001}, (—) $2V = 5 \div 7°$, плоскость оптических осей субпараллельна {010}. Сассолин — типичный сублимат в районах вулканической деятельности.

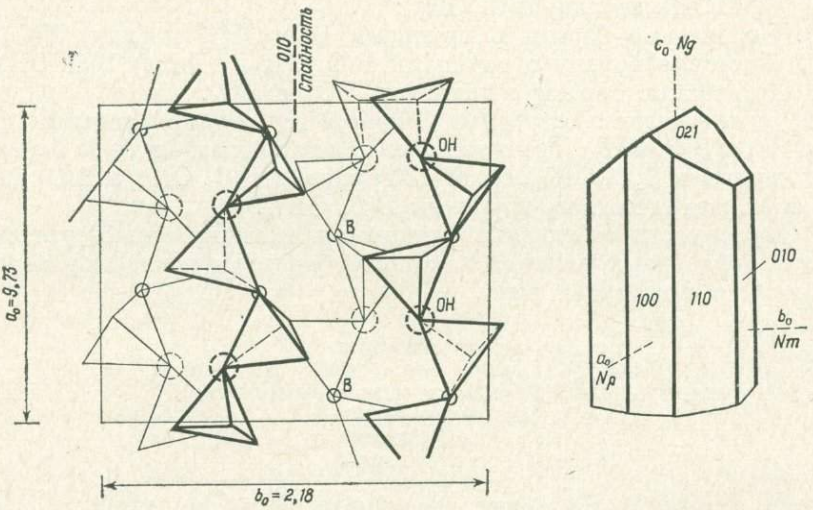
а. Be-Al-Mg-ассоциация

1. Группа гамбергита — флюоборита

В эту группу входят следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.	Тв.	n_m (n_0)
Гамбергит	$Be_2BO_3(OH)$	$Pbca$	2,36	7,5	1,587
Берборит	$Be_2BO_3(OH, F)\cdot 1{,}5H_2O$	32	2,20	3	1,580
Флюоборит	$Mg_3BO_3(F, OH)_3$	$C6_3/m$	2,98	3,5	1,577
Еремеевит	$Al_6B_5O_{15}(OH)_3$	$P6_3/m$	3,28	6,5	1,653
Норденшельдит	$CaSn_2O_6$	$\bar{R}3$	4,20	5,7	1,778

У гамбергита отмечается совершенная спайность по {010} вследствие слабых связей в его структуре, которая состоит из изолированных плоских групп BO_3, параллельных оси c и тетраэдров $BeO_3(OH)$ (фиг. 417). Особенностями структуры объясняется также значительное двупреломление ($n_g - n_p = 0{,}074$) и оптически положительный знак, (+) $2V = 87°$. Флюоборит и еремеевит характеризуются сходными структурами, в которых октаэдры



Ф и г. 417. Структура, форма кристаллов и оптическая ориентировка гамбергита.

$MgO_3(OH, F)_3$ соединены в кольцеобразные группы, а последние — в цепочки, параллельные оси c, чем и объясняется длиннопризматический и игольчатый габитус флюоборита. Боровые треугольники в структуре флюоборита параллельны {0001}, вследствие чего он обладает оптически отрицательным знаком и большим двупреломлением ($n_o - n_e = 0{,}055$). В структуре еремеевита боровые треугольники располагаются параллельно и перпендикулярно оси c, в результате у него пониженное двупреломление и оптически отрицательный знак ($n_o = 1{,}653$, $n_e = 1{,}640$). Норденшельдит изоструктурен с доломитом, характеризуется совершенной спайностью по {0001}, оптически отрицательным знаком и высоким двупреломлением ($n_o = 1{,}778$, $n_e = 1{,}660$). Главные линии на рентгенограммах: 4,44 — 2,56 — 2,42 — 2,13 — 1,806 — 1,477 (у всех одинаковая интенсивность; флюоборит);

3,707(5) — 2,892(10) — 2,016(5) — 1,804(10) — 1,509(5) — 1,007(5) (норденшельдит); 5,3(10) — 3,11(10) — 2,656(10) — 2,044(10) — 2,208(8) (берборит). Все они белые, бесцветные или желтоватые; встречаются в контактово-метасоматических и пегматитовых месторождениях.

2. Группа котоита — суссексита

Сюда относятся

		Уд. в.	n_g	n_p
Синхалит	$MgAlBO_4$	3,48	1,706	1,668
Бехиерит	$(Ta, Nb)BO_4$	7,86	2,00	
Котоит	$Mg_3B_2O_6$	3,10	1,674	1,652
Суанит	$Mg_2B_2O_5$	2,91	1,670	1,596
Суссексит	$MnBO_2(OH)$	3,30	1,732	1,670
Ашарит (ссайбелиит)	$MgBO_2(OH)$	2,62	1,650	1,575
Ровеит	$MnCaB_2O_4(OH)_2$	2,92	1,663	1,648
Визерит	$Mn_4B_2O_5(OH, Cl)_4$	?	1,76	1,71
Йохачидолит	$Ca_3Na_2Al_4B_6O_{14}(OH)F_5$	3—4	1,726	1,715

Алюмоферроашарит — разновидность ашарита, содержащая Al. *Сибирскит* $CaHBO_3$, также относящийся к этой группе, образует мельчайшие ромбовидные кристаллики, $n_p = 1{,}555$, $n_g = 1{,}658$. Установлен в гранат-везувиановых скарнах вместе с турмалином, аксинитом, датолитом и данбуритом. За исключением визерита и бехиерита, которые относятся к тетрагональной сингонии, все остальные минералы описываемой группы ромбические. *Синхалит* с тетраэдрической координацией бора и котоит с группами BO_3 имеют структуры, похожие на структуру оливина. Котоит обладает совершенной спайностью по {110}, оптически положительный, (+) $2V = 21°$, тогда как все остальные оптически отрицательные; при этом минералы второй подгруппы характеризуются сходными и малыми по величине углами оптических осей, $2V = 15 \div 25°$, а суанит и синхалит отличаются большими углами оптических осей 70° и 55° соответственно. Все они волокнистые или пластинчатые, почти всегда образуют белые или бесцветные агрегаты, для котоита типичны зернистые агрегаты, а синхалит по внешнему облику похож на оливин. Главные линии на рентгенограммах:

Ашарит 2,69(10) — 2,451(9) — 2,213(9) — 2,084(10) — 1,553(9) — 1,511(8)
Суссексит 6,31(10) — 3,313(5) — 2,718(7) — 2,471(6) — 2,250(4) — 2,017(4)
Котоит 3,07(9) — 2,82(10) — 2,18(7) — 2,07(8) — 1,99(9) — 1,262(6)
Визерит 14,2(10) — 6,40(6) — 2,87(6) — 2,53(8) — 2,35(6) — 2,13(4)

Описываемые минералы встречаются в контактово-метасоматических месторождениях и гидротермальных жилах в тесной ассоциации с флюоборитом и минералами группы людвигита.

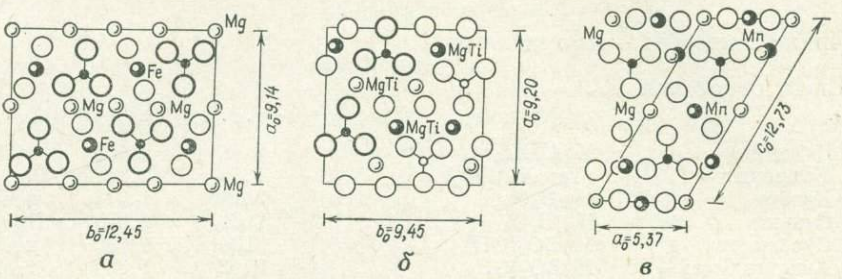
3. Группа людвигита

К группе людвигита относятся следующие минералы, отличающиеся от других боратов черной окраской и волокнистым габитусом:

		Уд. в.	n_g	n_p
Людвигит	$(Mg, Fe^{2+})_2Fe^{3+}(BO_3)O_2$	3,6	1,97	1,83
Вонсенит	$(Fe^{2+}, Mg)_2Fe^{3+}(BO_3)O_2$	4,7	2,02	1,85
Хульсит	$Fe_4(Fe, Sn)(B_2O_6)(O, OH)_3$	4,28	?	?
Варвикит	$(Mg, Fe)_3Ti(B_2O_6)O_2$	3,35	1,830	1,806
Пинакиолит	$Mg_3Mn_3(B_2O_6)O_4$	3,88	2,065	1,908

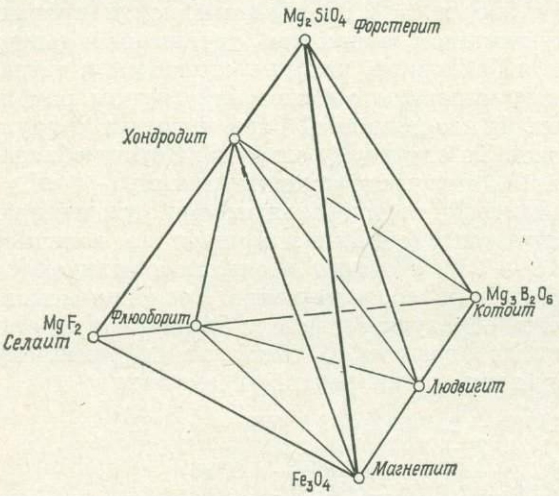
За исключением моноклинных пинакиолита и хульсита ($P2_1/m$ и $P2$ соответственно), другие минералы описываемой группы ромбические (людвигит и вонсенит — $Pbam$, варвикит — $Pnam$).

Эти минералы очень сходны в структурном отношении, причем плоские боровые группы BO_3 изолированы друг от друга и связаны с атомами магния (или железа, марганца, титана), находящимися в октаэдрическом окружении кислорода, который слагает плотнейшую гексагональную или куби-



Ф и г. 418. Схематическое изображение структуры людвигита (*а*), варвикита (*б*) и пинакиолита (*в*) (по Такеучи, Ватанабе и Ито).

ческую упаковку (фиг. 418). Варвикит характеризуется совершенной спайностью по {100}, тв. 3,5—4; пинакиолит — отчетливой спайностью по {001}, тв. 6; у людвигита спайность не отмечается, тв. 5. Все они сильно плеохроируют в коричневых, красновато-коричневых и зеленых тонах. Пинакиолит оптически отрицательный (—) $2V = 32°$, остальные — положительные с малой величиной 2V. Главные линии на рентгенограммах: 5,27(5) — 2,97(6) — 2,80(7) — 2,53(10) — 2,011(8) — 1,50(6) (людвигит); 5,39(8) — 2,70(10) — 2,50(8) — 2,16(7) — 1,990(7) — 1,631(6) (пинакиолит); 5,16(5) — 2,580(10) — 2,372(3) — 2,171(3) — 2,074(2) — 1,937(2) (вонсенит); 5,35(7) — 4,99(4) — 2,664(10) — 2,585(7) — 2,491(4) — 2,039(5) (хульсит).



Ф и г. 419. Диаграмма устойчивости минеральных парагенезисов в системе Mg_2SiO_4 — MgF_2 — Fe_3O_4 — $Mg_3B_2O_6$ (по Тилли).

Минералы рассматриваемой группы образуются при довольно высокой температуре в контактово-метаморфических месторождениях, залегающих в известняках, и ассоциируют с магнетитом, диопсидом, форстеритом, хондродитом, флюоборитом, ашаритом и другими. На фиг. 419 показаны устойчивые парагенезисы людвигита, флюоборита и котоита. Из приведенной диаграммы видно, что ассоциации котоит — магнетит и флюоборит — форстерит невозможны. Широко известные месторождения этих минералов — Моравица в Банате, Румыния; Хол-Кол в Суане, Корея; Норберг в Норвегии; Варвик в штате Нью-Йорк (отсюда и название варвикит), США и другие места.

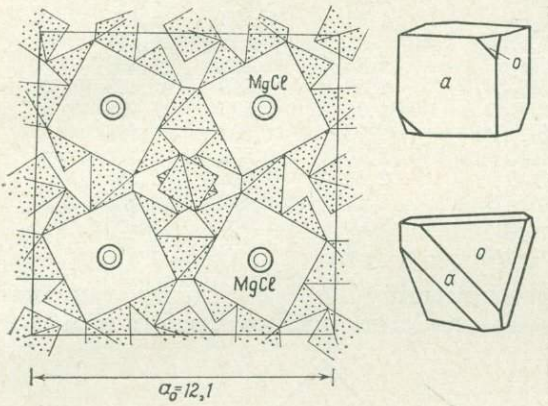
4. Группа боранита

Два минерала данной группы — *боранит* $Mg_3B_7O_{13}Cl$ и *родицит* $KNaLi_4Al_4Be_3B_{10}O_{27}$ — характеризуются гексатетраэдрическим в. с., они аналогичны по габитусу и свойствам. Родицит относится к пространственной

группе $P\bar{4}3m$, $a_0 = 7{,}32$ Å; $Z = 1$, тв. 8,5 (самая высокая среди боратов). Уд. в. 3,44; $n = 1{,}693$. Встречается в пегматитах вместе с такими минералами, как сподумен и турмалин.

Борацит $Mg_3B_7O_{13}Cl$. Назван по своему составу. Содержит 25,71% MgO, 12,14% $MgCl_2$ и 62,15% B_2O_3. *Эрикаит* представляет собой железистый аналог, содержащий 35,26% FeO и немного MnO, *чемберсит* $Mn_3B_7O_{13}Cl$ — марганцевый аналог борацита.

Кристаллографическая характеристика. При температуре выше 265° борацит гексатетраэдрический, $F\bar{4}3c$, $a_0 = 12{,}1$ Å, $Z = 8$; при более низкой



Фиг. 420. Структура (по Ито, Моримата и Саданага) и форма кристаллов борацита.

Фиг. 421. Кристалл борацита из Штасфурта.

температуре — ромбо-пирамидальный, Pca, $a_0 = 8{,}54$ Å, $b_0 = 8{,}54$ Å, $c_0 = 12{,}07$ Å, $Z = 4$. Точка инверсии эрикаита соответствует более высокой температуре, 310—315°. Структуры обеих модификаций почти не отличаются и состоят из боровых треугольников BO_3 (ионы бора не находятся в плоскости треугольников) и тетраэдров BO_4, связанных в трехмерный каркас, аналогичный каркасу содалита или анальцима, в крупных полостях которого располагаются атомы хлора и магния (фиг. 420). Октаэдрическая координация магния образуется из четырех ионов кислорода и двух ионов хлора, последний в свою очередь окружен атомами магния. В низкотемпературной фазе борацита атомы магния несколько смещены в сторону одного из двух ближайших атомов хлора. В высокотемпературном α-бораците атомы хлора вращаются по орбите, тогда как в низкотемпературном β-бораците они находятся в фиксированном положении. Борацит обычно встречается в виде отдельных кристаллов кубического, додекаэдрического и тетраэдрического габитусов (фиг. 420 и 421), кроме того, он образует зернистые массы. Главные линии на рентгенограммах: 3,041(10) — 2,727(8) — 2,071(10) — 1,767(8) — 1,583(7) — 1,364(7) — 1,247(8) (высокотемпературный борацит); 3,005(10) — 2,700(9) — 2,043(10) — 1,823(8) — 1,746(8) — 1,466(8) — 1,231(8) (низкотемпературный борацит).

Физические свойства. Спайность отсутствует. Тв. 7—7,5. Уд. в. 2,93; с увеличением содержания железа он возрастает и составляет для эрикаита 3,27. Борацит бесцветный, белый или желтоватый; эрикаит красновато-фиолетовый. Показатели преломления для низкотемпературного борацита: $n_g = 1{,}668$, $n_m = 1{,}662$, $n_p = 1{,}658$; $(+)2V = 82°$. Резко проявляются пьезоэлектрические и пироэлектрические свойства.

Нахождение. Борацит встречается в осадочных месторождениях сульфатов и галогенидов, примером служат карналлитовые и каинитовые слои Штасфурта, ангидритовые и гипсовые месторождения Ганновера, соляной купол Люнебурга, соляной купол Чокто в Луизиане и др.

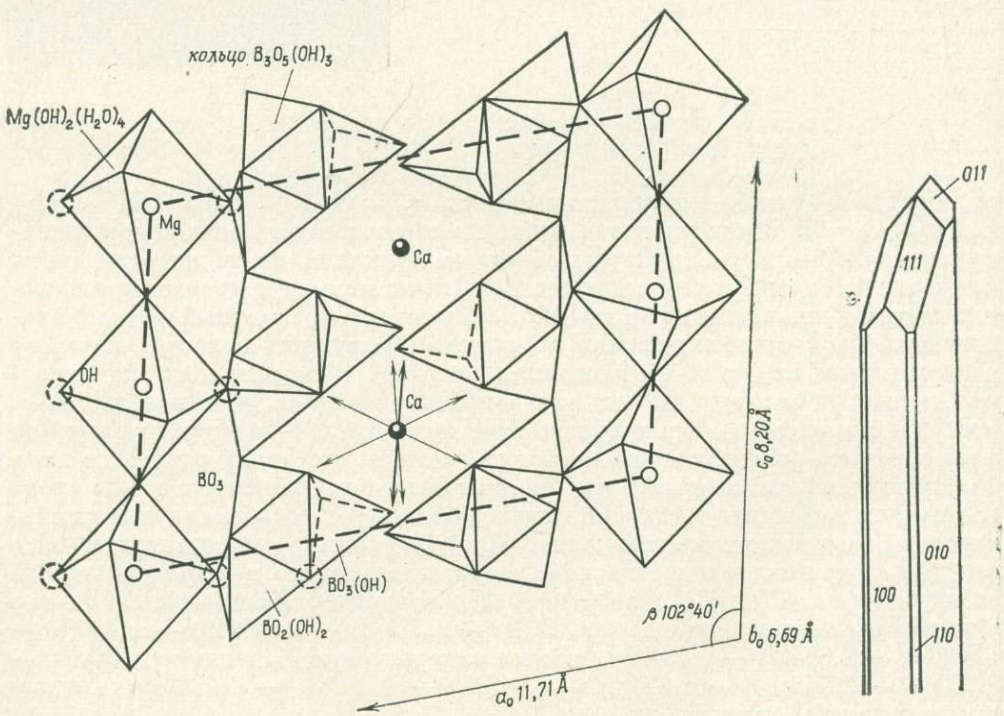
б. Mg-Ca-Na-ассоциация

1. Группа индерита — гидроборацита

В названную группу входят следующие водные бораты:

		Уд. в.	n_g	n_p
Пинноит	$MgB_2O_4 \cdot 3H_2O$	2,27	1,575	1,565
Аксаит	$MgB_6O_{10} \cdot 5H_2O$	1,96	1,528	1,473
Преображенскит	$Mg_3B_{10}O_{18} \cdot 4{,}5H_2O$	?	1,595	1,574
Курнаковит	$Mg_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$	1,85	1,525	1,489
Индерит	$Mg_2B_6O_{11} \cdot 15H_2O$	1,86	1,515	1,488
Макаллистерит	$Mg_2B_{12}O_{20} \cdot 15H_2O$	1,96	1,506	1,465
Лессерит	$Mg_2B_6O_{11} \cdot 15H_2O$	1,78	1,505	1,488
Галургит	$Mg_2B_8O_{14} \cdot 5H_2O$	2,19	1,572	1,532
Уайтменит	$Mg_9B_2O_{12} \cdot 8H_2O$	2,60	1,604	1,585
Гидроборацит	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$	2,17	1,569	1,520
Индерборит	$CaMgB_6O_{11} \cdot 11H_2O$	2,00	1,530	1,483
Курчатовит	$Ca_6Mg_5MnB_{12}O_{30}$	3,02	1,698	1,635

Пинноит тетрагонально-дипирамидальный ($P4_2/m$); индерит триклинный; лессерит диморфен с индеритом, моноклинный; курчатовит и аксаит



Ф и г. 422. Структура (по Румановой, Аширову) и форма кристаллов гидроборацита.

ромбические; макаллистерит ромбоэдрический; остальные минералы моноклинные (гидроборацит относится к пространственной группе $P2/c$, его структура показана на фиг. 422). Индерит и гидроборацит обладают совершенной спайностью по {010}. Тв. 3—3,5 (у гидроборацита и лессерита 2—2,5). Мине-

ралы описываемой группы бесцветные и белые, обычно они образуют зернистые и почковидные агрегаты, а гидроборацит — радиальнолучистые массы, похожие на гипс и состоящие из уплощенных волокон. Влияние конституционной воды на оптические свойства хорошо иллюстрируется на примере второй подгруппы; гидроборацит оптически положительный, $2V = 63°$, с довольно высокими показателями преломления, а индерборит оптически отрицательный, $2V = 77°$, с более низкими показателями преломления. В диморфной группе индерита — лессерита последний оптически положителен, $2V = 37°$, а первый оптически отрицательный, $2V = 63°$. Главные линии на рентгенограммах:

Индерит 3,375(10) — 2,933(9) — 2,676(9) — 2,430(6) — 2,353(8) — 1,679(7)
Галургит 4,81(9) — 3,87(10) — 3,29(10) — 2,643(7) — 2,163(9) — 2,269(8)
Уайтменит 10,7(10) — 9,07(10) — 3,03(3) — 2,67(3)
Лессерит 5,66(10) — 3,26(10) — 5,01(9) — 3,34(8) — 2,94(6) — 2,65(6)
Гидроборацит 4,54(5) — 2,438(10) — 2,210(6) — 1,973(6) — 1,908(8) — 1,839(4)
Индерборит 3,349(8) — 3,255(6) — 3,074(6) — 2,446(6) — 2,293(6) — 1,801(6)
Аксаит 6,36(10) — 6,00(8) — 4,68(9) — 3,54(9) — 3,19(9) — 2,78(8)
Макаллистерит 8,72(10) — 5,75(5) — 4,06(6) — 3,35(5) — 3,26(5) — 2,805(5)
Курчатовит 2,78(10) — 2,67(8) — 2,26(7) — 1,922(9) — 1,232(8)

Все минералы этой группы, подобно большинству боратов, описываемых на последующих страницах, представляют собой типичные седиментогенные продукты. В довольно больших количествах они установлены на озере Индер, СССР; в Штасфурте, ГДР; в Пандерме, Турция; Бороне, Калифорния, США, и в других месторождениях боратов.

2. *Группа колеманита*

К группе колеманита относятся следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Фабианит	$CaB_3O_5 \cdot 5H_2O$	2,80	1,650	1,608
Коржинскит	$CaB_2O_4 \cdot H_2O$	?	1,672	1,642
Колеманит	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$	2,42	1,614	1,586
Мейергофферит	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 7H_2O$	2,12	1,560	1,500
Иньоит	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$	1,87	1,520	1,495
Уралборит	$CaB_2O_4 \cdot 2H_2O$	2,60	1,615	1,604
Нифонтовит	$CaB_2O_4 \cdot 2—3H_2O$	?	1,584	1,575
Фроловит	$CaB_2O_4 \cdot 3H_2O$	2,14	1,586	1,569
Пентагидроборит	$CaB_2O_4 \cdot 5H_2O$	2,00	1,544	1,531
Кургантаит	$(Sr, Ca)_2B_4O_8 \cdot H_2O$	3,00	1,682	1,641
Кальциборит	$Ca_5B_8O_{17}$	2,88	1,670	1,595
Витчит	$SrB_6O_{10} \cdot 2H_2O$	2,69	1,621	1,551
Танеллит	$SrB_6O_{10} \cdot 4H_2O$	2,40	1,569	1,519
Говерит	$CaB_6O_{10} \cdot 5H_2O$	2,00	1,550	1,484
Ноблеит	$CaB_6O_{10} \cdot 4H_2O$	2,09	1,554	1,500
Джинорит	$Ca_2B_{14}O_{23} \cdot 8H_2O$	2,09	1,577	1,517
Присеит (пандермит)	$Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$	2,42	1,593	1,573

Стронциоджиноритом называют разновидность джинорита, обогащенную стронцием. За исключением триклинных пандермита и мейергофферита, все остальные минералы этой группы моноклинные. В структуре мейергофферита два тетраэдра $BO_2(OH)_2$ вместе с одним треугольником $BO_2(OH)$ образуют кольцо состава $[B_3O_3(OH)_5]^{2-}$, так что его кристаллохимическая формула имеет вид $CaB_3O_3(OH)_5 \cdot H_2O$. Полиионы этого же типа $B_3O_3(OH)_5$ слагают структуру иньоита $CaB_3O_3(OH)_5 \cdot 4H_2O$. Оба минерала оптически отрицательные, $(-)2V = 70 \div 78°$. Пандермит и кальциборит также отрицательные, тогда как остальные минералы оптически положительные $(+)2V = 40 \div 60°$. У всех минералов группы, кроме колеманита, плоскость

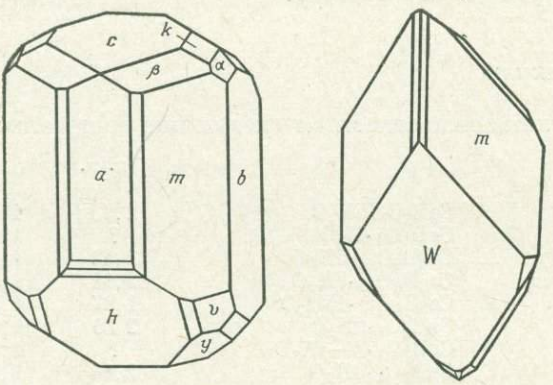
оптических осей параллельна (010). Тв. 2—3,5 (у колеманита 4,5). Главные линии на рентгенограммах:

Фабианит 3,97(4) — 3,27(10) — 2,075(7) — 2,026(7) — 2,020(4) — 1,944(4)
Коржинскит 3,11(7) — 2,81(7) — 2,70(3) — 2,02(10) — 1,905(5) — 1,757(4)
Мейергофферит 8,39(10) — 6,51(10) — 5,03(5) — 3,17(10) — 2,54(5) — 2,52(5)
Иньоит 7,59(7) — 4,72(2) — 3,03(10) — 2,494(2) — 2,286(3) — 1,880(2)
Фроловит 6,084(10) — 3,858(9) — 3,471(8) — 2,522(7) — 2,357(8) — 2,330(7)
Уралборит 7,61(10) — 6,18(6) — 3,42(6) — 2,97(9) — 2,13(10) — 1,407(8)
Пентагидроборит 7,03(10) — 3,54(8) — 2,99(5) — 2,88(6) — 1,937(8)
Кальциборит 3,774—3,419—2,629—2,300—1,787
Танеллит 6,57(10) — 5,14(1) — 4,525(1) — 3,867(1) — 3,592(1)
Витчит 10,5(10) — 3,47(2) — 3,32(4) — 2,865(1) — 2,600(3) — 2,079(1)
Говерит 8,23(10) — 4,11(5) — 3,85(2) — 3,19(6) — 2,73(4) — 2,65(2)
Стронциоджинорит 7,25—5,40—3,34—2,10—1,19
Пандермит 3,64(10) — 2,72(5) — 2,32(6) — 2,18(10) — 1,94(8) — 1,803(6)

За исключением кальциборита, который встречается в контактово-метаморфических месторождениях, залегающих в известняках, все остальные минералы этой группы ассоциируют с осадочными образованиями. Главным минералом группы является колеманит.

Колеманит $Ca_2B_6O_{11}\cdot 5H_2O$. Назван в честь В. Т. Колемана, основателя борной промышленности в Калифорнии. Содержит 27,28% CaO, 50,81% B_2O_3 и 21,91% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/a$; $a_0 = 8{,}74$ Å, $b_0 = 11{,}26$ Å, $c_0 = 6{,}10$ Å, $\beta = 110°7'$, $Z = 4$. Его структура



Фиг. 423. Форма кристаллов колеманита.

состоит из бесконечных цепочек B — O, параллельных оси a, кристаллохимическая формула цепочки $[B_3O_4(OH)_3]^{2-}$; она состоит из двух тетраэдров BO_4 и одного треугольника BO_3. Кольцеобразные цепочки связываются при помощи атомов кальция в листы, параллельные (010). Кристаллы колеманита обычно короткопризматические или изометричные (фиг. 423) со следующими главными формами: a {100}, b {010}, c {001}, β {111}, k {011} α {021}, m {110}, h {$\bar{2}$01}, υ {$\bar{2}$21}, y {$\bar{1}$11}, W {$\bar{3}$01}. (001) $\wedge$ (110) = 73°52′, (010) $\wedge$ (110) = 53°55′, (001) $\wedge$ (100) = 69°53′. Образует также зернистые или массивные агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 5,64(5) — 4,00(4) — 3,85(5) — 3,29(4) — 3,13(10) — 2,89(4) — 2,55(5).

Физические свойства. Совершенная спайность по {010}. Тв. 4,5. Уд. в. 2,42. Бесцветный или белый, как и другие минералы описываемой группы. $n_g = 1{,}614$, $n_m = 1{,}592$, $n_p = 1{,}586$, $Np = b$, $c \wedge Nm = -6°$, $c \wedge Ng = +84°$, $(+)\ 2V = 55°$.

Нахождение. Колеманит впервые был найден в Долине Смерти, округ Иньо в Калифорнии, а затем и в других местах: в районе Крамер, Мадди-

Маунтин и др. Он образуется за счет буры или других боратов при воздействии метеорных вод. Встречается также в районе озера Индер в Казахстане и к югу от Пандермы в Турции.

3. Группа лардереллита — улексита

В состав этой группы входят следующие водные бораты:

		Уд. в.	n_g	n_p
Лардереллит	$(NH_4)_2B_{10}O_{16}\cdot 5H_2O$	?	1,561	1,493
Аммониоборит	$(NH_4)_2B_{10}O_{16}\cdot 5H_2O$	?	1,540	1,470
Калиборит	$KMg_2B_{11}O_{19}\cdot 9H_2O$	2,13	1,550	1,508
Пробертит	$NaCaB_5O_9\cdot 5H_2O$	2,14	1,544	1,515
Улексит	$NaCaB_5O_9\cdot 8H_2O$	1,95	1,519	1,496
Ривадавит	$Na_6MgB_{24}O_{40}\cdot 22H_2O$	1,91	1,497	1,470

Кроме триклинного улексита, все остальные минералы рассматриваемой группы моноклинные. Первые два минерала представляют собой продукты фумарольной деятельности, а остальные характеризуются седиментогенным происхождением и встречаются в соляных заливах и высыхающих соляных озерах в виде радиальнолучистых или желвакоподобных агрегатов; при этом агрегаты улексита состоят из капиллярных кристалликов («ватные шарики»). Все они оптически положительные с большим углом оптических осей. Главные линии на рентгенограммах:

Лардереллит 5,44(7) — 5,12(5) — 4,70(10) — 2,96(7) — 2,92(10) — 2,88(10)
Аммониоборит 8,98(4) — 5,70(6) — 3,16(10) — 3,09(10) — 3,01(5) — 2,87(6)
Пробертит 9,12(10) — 3,08(10) — 2,807(4) — 2,172(2) — 1,993(2)
Улексит 12,3(10) — 7,89(7) — 6,06(7) — 4,19(6) — 2,67(6) — 2,065(5)
Ривадавит 14,2(10) — 7,59(10) — 6,20(5) — 4,74(5) — 3,246(6) — 2,95(7)

4. Группа кернита — буры

Минералы данной группы представлены только водными боратами натрия: *амегинит* $NaB_3O_5\cdot 2H_2O$, *кернит* $Na_2B_4O_7\cdot 4H_2O$, *тинкалконит* $Na_2B_4O_7\cdot 5H_2O$, *бура* $Na_2B_4O_7\cdot 10H_2O$, *сборджит* $NaB_5O_8\cdot 5H_2O$, *биринґучит* (гоэферит) $Na_4B_{10}O_{17}\cdot 4H_2O$, *назинит* $Na_4B_{10}O_{17}\cdot 7H_2O$ и *эзкуррит* $Na_4B_{10}O_{17}\cdot 7H_2O$. Сборджит и эзкуррит триклинные; тинкалконит, вероятно, тригональный, но он встречается только в виде порошковатых масс; остальные моноклинные. Аморфный борат состава $Na_2B_4O_7\cdot 2H_2O$ называют *метакернитом*. Биринґучит отличается самыми высокими показателями преломления ($n_p = 1{,}496$, $n_g = 1{,}557$), а сборджит — наибольшим двупреломлением ($n_g = 1{,}509$, $n_p = 1{,}431$). Главные линии на рентгенограммах:

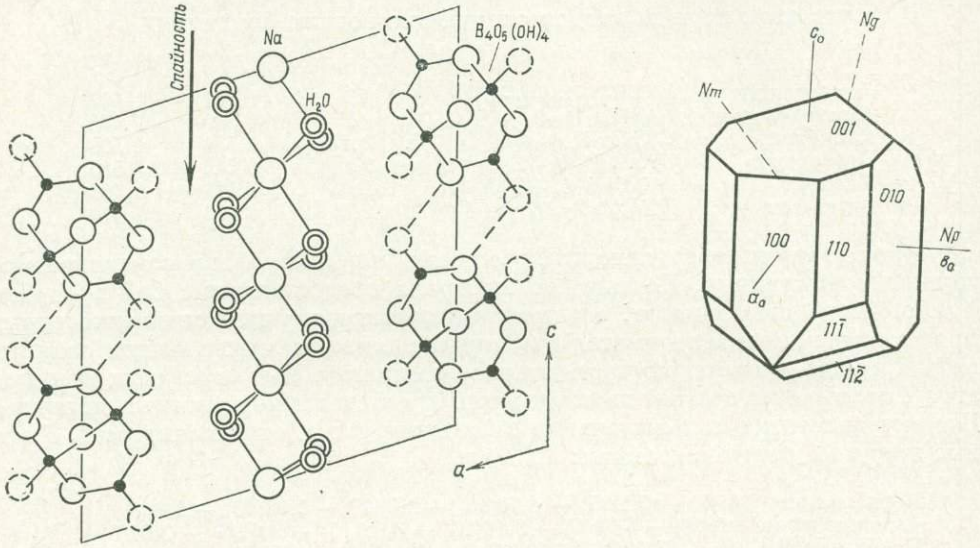
Амегинит 3,35(2) — 3,15(8) — 3,06(10) — 2,55(3) — 2,914(2)
Сборджит 4,60(10) — 3,56(4) — 3,54(4) — 3,30(8) — 3,20(8) — 2,57(4)
Биринґучит 10,32(10) — 5,17(6) — 3,453(8) — 3,049(5) — 2,589(4)
Назинит 6,01(10) — 5,30(2) — 3,001(5) — 2,902(1)

Бура $Na_2B_4O_7\cdot 10H_2O$. Название произошло от арабского слова, обозначающего «белый». Содержит 16,26% Na_2O, 36,51% B_2O_3 и 47,23% H_2O (фиг. 424).

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/c$, $a_0 = 11{,}86$ Å, $b_0 = 10{,}67$ Å, $c_0 = 12{,}20$ Å, $\beta = 106°41'$. В структуре буры группы H_2O образуют октаэдрическую координацию вокруг атомов натрия, эти октаэдры соединяются в цепочки, располагающиеся параллельно оси c. Два тетраэдра $BO_3(OH)$ и два треугольника $BO_2(OH)$ связываются в изолированные группы $B_4O_5(OH)_4$, которые вместе с цепочками слагают листы, параллельные (100). Кристаллы буры короткопризматические и до некоторой степени таблитчатые по {100}; главные формы: *a* {100}, *b* {010}, *c* {001},

m {110}, z {$\bar{1}$11} и o {$\bar{1}$12}. (001) $\wedge$ (100) = 73°25′, (010) $\wedge$ (110) = 43°12′, (11$\bar{1}$) $\wedge$ (110) = 37°49′, (010) $\wedge$ ($\bar{1}$12) = 60°56′. Главные линии на рентгенограмме: 6,90(7) — 5,74(7) — 4,84(9) — 3,91(7) — 2,818(9) — 2,574(10).

Физические свойства. В соответствии со структурой отмечается совершенная спайность по {100}. Тв. 2—2,5. Уд. в. 1,71. Минерал бесцветный, белый



Фиг. 424. Структура, форма кристаллов и оптическая ориентировка буры.

и сероватый. Подобно большинству водных боратов, растворим в воде, сладковатый на вкус. Диамагнитный. $n_g = 1{,}472$, $n_m = 1{,}469$, $n_p = 1{,}447$, $Np = b$, $c \wedge Ng = -55°$, $(-)2V = 40°$, сильная дисперсия $r > v$.

Нахождение. Бура — один из наиболее распространенных минералов в высыхающих соляных озерах, в которых он ассоциирует с галитом, сульфатами, карбонатами и другими боратами. Первые месторождения буры разрабатывались в районе Ладакх в Кашмире и Рудок в Тибете. Самые крупные месторождения ее находятся на озере Серлс и в районе Крамер в США; в последнем, кроме того, отмечаются большие количества кернита.

в. Бораты меди и других элементов

1. Группа гилгардита

Сюда относятся: *гилгардит* $Ca_8(B_6O_{11})Cl_4 \cdot 4H_2O$, моноклинный ($Cc$); *парагилгардит* $Ca_8(B_6O_{11})Cl_4 \cdot 4H_2O$ и стронциогилгардит $(Sr, Ca)_2B_5O_8(OH)_2Cl$, педиальный в. с. ($P1$), а также два изоструктурных бората: *бандилит* $Cu_2B(OH)_4Cl$ и *тееплеит* $Na_2B(OH)_4Cl$, которые характеризуются дитетрагонально-дипирамидальным в. с. ($P4/nmm$). Первые три минерала обладают совершенной спайностью по {010}. Тв. 5; уд. в. 2,71—2,99; $n_g = 1{,}664 \div 1{,}670$, $n_p = 1{,}630 \div 1{,}638$; $(+)2V = 35 \div 19°$ соответственно для гилгардита и стронциогилгардита. Главные линии на рентгенограммах:

Гилгардит 2,86(10) — 2,84(10) — 2,755(6) — 2,113(8) — 2,109(8) — 1,985(8)
Парагилгардит 2,87(10) — 2,83(10) — 2,755(8) — 2,128(8) — 2,122(8) — 2,033(8)
Стронциогилгардит 2,89(10) — 2,82(10) — 2,775(10) — 2,142(8) — 2,137(8) — 2,053(8)

Бандилит голубой с совершенной спайностью по {001}, оптически отрицательный с большим двупреломлением ($n_0 = 1{,}691$, $n_e = 1{,}641$), что обу-

словлено слоистым типом структуры, в которой тетраэдры $B(OH)_4$ связаны с атомами меди. Последние находятся в октаэдрическом окружении четырех гидроксильных групп и двух атомов хлора. Теоплеит оптически отрицательный и отличается более низким двупреломлением ($n_0 = 1{,}519$, $n_e = 1{,}503$) и более низким удельным весом (2,07 по сравнению с 2,81 у бандилита). Оба минерала гипергенные.

2. *Группа сульфоборита*

В состав этой группы входят следующие редко встречающиеся бораты с добавочными анионами: *сульфоборит* $Mg_3B_2O_5[SO_4]\cdot 4{,}5H_2O$, ромбический; *хейдорнит* $Na_2Ca_3B_5O_8(OH)_2[SO_4]_2Cl$, моноклинный ($C2/c$); *симанит* $Mn_3BO_3[PO_4]\cdot 3H_2O$, ромбический ($Pbnm$); *люнебургит* $Mg_3B_2(OH)_6[PO_4]_2\cdot 6H_2O$, вероятно, моноклинный, и *кахнит* $Ca_2B(OH)_4[AsO_4]$, тетрагонально-тетраэдрический в. с. ($I\bar{4}$). Совершенная спайность по {110} проявляется только у кахнита. Главные свойства минералов описываемой группы:

	Уд. в.	Тв.	n_g	n_p	Оптический знак
Сульфоборит	2,44	4,5	1,544	1,527	(—)
Хейдорнит	2,75	4,5	1,604	1,579	(+)
Симанит	3,08	4	1,665	1,640	(+)
Люнебургит	2,05	2	1,545	1,520	(—)
Кахнит	3,16	3	1,663	1,662	(—)

Все минералы группы бесцветные или белые, за исключением симанита, который характеризуется желтой окраской. Главные линии на рентгенограммах: 4,67(2) — 3,56(10) — 2,83(2) — 2,64(5) — 2,336(2) — 1,818(5) (кахнит); 3,77 — 3,11 — 2,96 — 2,90 — 2,74 — 2,81 (хейдорнит).

К этой же группе следует отнести *годефруаит*, *сахаит*, *боркарит* и *терругит*. Годефруаит $Ca_8Mn_5(BO_3)_6[CO_3]_2(O, OH)_6$ встречается в виде черных гексагональных игольчато-призматических кристалликов, уд. в. 3,50; $n_o = 1{,}81$; $n_e = 2{,}02$; главные линии на рентгенограмме: 9,1 (сильн.) — 4,54 (сильн.) — 4,46 (оч. сильн.) — 2,95 (оч. сильн.) — 2,62 (оч. сильн.) — 1,80 (сильн.). Боркарит $Ca_4MgH_6(BO_3)_4[CO_3]_2$ моноклинный, голубовато-зеленый, уд. в. 2,77; $n_g = 1{,}657$, $n_p = 1{,}590$; характеризуется совершенной спайностью по {100} и {110}. Сахаит $Ca_{12}Mg_4(BO_3)_7[CO_3]_4Cl(OH)_2\cdot 2H_2O$ кубический ($a_0 = 14{,}64$ Å), уд. в. 2,80; тв. 5; $n = 1{,}64$; главные линии на рентгенограмме: 2,58(10) — 2,10(6) — 5,16(2) — 1,827(2). Терругит моноклинный ($P2_1/a$), $a_0 = 15{,}68$ Å, $b_0 = 19{,}90$ Å, $c_0 = 6{,}25$ Å, $\beta = 100°05'$; образует игольчатые кристаллики; уд. в. 2,15; тв. 2,5; $n_g = 1{,}551$; $n_m = 1{,}528$, $n_p = 1{,}526$; $Ng = b$, $c \wedge Np = -26°$; оптически положительный, (+) $2V = 33°$. На кривой ДТА отмечаются эндотермические пики при температурах 200, 305, 440 и 655°, а экзотермические — при температурах 740, 795, 950 и 1040°.

Фосфаты, арсенаты и ванадаты

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Минералы этого класса, соли фосфорной, мышьяковой и ванадиевой кислот представляют собой преимущественно экзогенные образования. Несмотря на их большое число (около 250), они играют незначительную роль в составе земной коры. Единственное исключение составляет наиболее распространенный фосфат — апатит $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$, который чрезвычайно важен и с геохимической, и с практической точек зрения. Возникновение арсенатов, включая некоторые арсениты, и в меньшей степени фосфатов и ванадатов тесно связано с геохимией сульфидов. Это обусловлено значительной ролью мышьяка в гидротермальном процессе, в то время как фосфор и ванадий типичны для магматического и экзогенного процессов.

В состав минералов данного класса фосфор входит в его высшем валентном состоянии P^{5+}, связываясь с кислородом и образуя комплексный анион $[PO_4]^{3-}$. Исключение представляет шрейберзит $(Fe, Ni, Co)_3P$, который содержит трехвалентный фосфор. Аналогичные комплексные анионы $[AsO_4]^{3-}$ и $[VO_4]^{3-}$ имеются в арсенатах и ванадатах. Фосфор характеризуется отчетливой сидерофильной тенденцией, тогда как мышьяк — халькофильный, а ванадий — литофильный элементы. Однако в условиях земной коры фосфор явно оксифильный элемент, концентрирующийся обычно в раннемагматических образованиях. Основные изверженные породы, как правило, богаче фосфором, чем кислые, тем не менее пегматиты кислых пород нередко обогащены фосфатами (главным образом апатитом или фосфатами редкоземельных элементов, Li, Mn, Al, Be и др.). Гидротермальные месторождения обычно бедны фосфором. Благодаря близким по размеру ионным радиусам (P^{5+} 0,35 Å, Si^{4+} 0,39 Å) фосфор и кремний могут изоморфно замещать друг друга, чем и объясняется присутствие фосфора в некоторых силикатах, а кремния — в некоторых фосфатах.

Главный источник фосфора для образования экзогенных фосфатов — апатит и в меньшей степени другие фосфаты. При выветривании пород обычно возникают растворимые фосфаты щелочей, из которых вновь могут осаждаться фосфаты кальция или других металлов. Однако значительное количество фосфора выносится в крупные водные бассейны, где он может осаждаться в виде менее растворимых фосфатов или поглощаться живыми организмами. Последние извлекают фосфор из морской воды преимущественно летом и, таким образом, влияют на скорость осаждения фосфора в морских бассейнах. Так как фосфор в морской воде находится в высшем валентном состоянии, окислительно-восстановительный потенциал среды не является определяющим фактором при образовании фосфатов, зато при этом большое значение имеет величина pH раствора. Возрастание pH вызывает осаждение фосфата кальция, что аналогично поведению карбоната кальция в таких же условиях. Более благоприятное сочетание величины pH и главных биологических и физико-химических факторов морской воды в глубинных частях морей и океанов способствует увеличению содержания фосфора. Здесь, в частности, температура ниже, а парциальное давление CO_2 выше. По Казакову максимальное содержание фосфора в морских бассейнах (более 300 *мг/м*^{3}) отмечается примерно на глубине 500 *м*, соответствующей наибольшему пар-

циальному давлению CO_2 ($12 \cdot 10^{-4}$ *атм*). Отложение фосфата кальция происходит при перемещении богатых фосфором вод в верхние слои морских бассейнов, где pH возрастает, а парциальное давление CO_2 падает.

Значительное количество фосфора извлекается организмами из морской воды для построения их скелетов. Раковины многих беспозвоночных и кости позвоночных состоят главным образом из фосфата кальция. Фосфор также входит в состав тканей в виде существенного компонента протоплазмы. Все растения содержат фосфор, и отсюда понятна важная роль фосфорных удобрений.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ

Кроме фосфатов, арсенатов и ванадатов, описываемый класс включает несколько арсенитов, тесно связанных с арсенатами, что указывает на специфический характер иона мышьяка. В соответствии с их общим химизмом и количеством главных катионов формулы фосфатов и родственных им минералов сводятся к следующим двум типам: $A_m(XO_4)_pZ_q \cdot xH_2O$ и $A_mB_n(XO_4)_pZ_q \cdot xH_2O$. Первый тип соответствует простым соединениям, второй — двойным. Некоторые фосфаты и арсенаты представляют собой кислые соли типа $CaHPO_4$ (монетит). В обобщенных формулах $[XO_4]$ обозначает $[PO_4]$, $[AsO_4]$ или $[VO_4]$; Z — OH, F, Cl или O; A, B — металлы. Редко встречаются добавочные анионы, такие, как $[SO_4]$, $[CrO_4]$, $[CO_3]$ и $[BO_3]$.

Главными катионами в фосфатах и родственных им минералах являются Al, Fe, Mn, Ca, Zn, Cu и Pb. В большинстве своем литофильные элементы концентрируются в фосфатах, а халькофильные входят в состав арсенатов и ванадатов. Кроме безводных минералов, к этому классу относится значительное число водных соединений. При этом количество молекул воды сильно варьирует, составляя обычно одну, две, три, четыре, шесть или восемь молекул.

Фосфаты, арсенаты и ванадаты — типично гетеродесмические соединения. Группы $[PO_4]$, $[AsO_4]$ и $[VO_4]$ тетраэдрические, аналогично группе $[SiO_4]$; в структурах минералов они занимают изолированное положение. Между группами $[PO_4]$ и $[AsO_4]$, с одной стороны, и группами $[AsO_4]$ и $[VO_4]$, с другой стороны, существует ограниченный изоморфизм, тогда как между фосфатной и ванадатной группами изоморфизма не наблюдается, чем и объясняется обособление фосфора и ванадия по соответствующим подклассам минералов. Фосфат, содержащий ванадий, представлен синкозитом $CaV_2O_2[PO_4]_2 \cdot 5H_2O$. Ванадий в нем четырехвалентный, он играет роль катиона и не входит в состав анионной группы. Возможность замещения группы $[PO_4]$ группой $[SiO_4]$ подтверждается существованием изоструктурных соединений среди силикатов и фосфатов:

Кварц	Si_2O_4 — берлинит $Al[PO_4]$
Оливин	$(MgFe)_2[SiO_4]$ — триплит $LiFe[PO_4]$
Циркон	$Zr[SiO_4]$ — ксенотим $Y[PO_4]$
Датолит	$CaB[SiO_4]OH$ — гердерит $CaBe[PO_4](OH)$

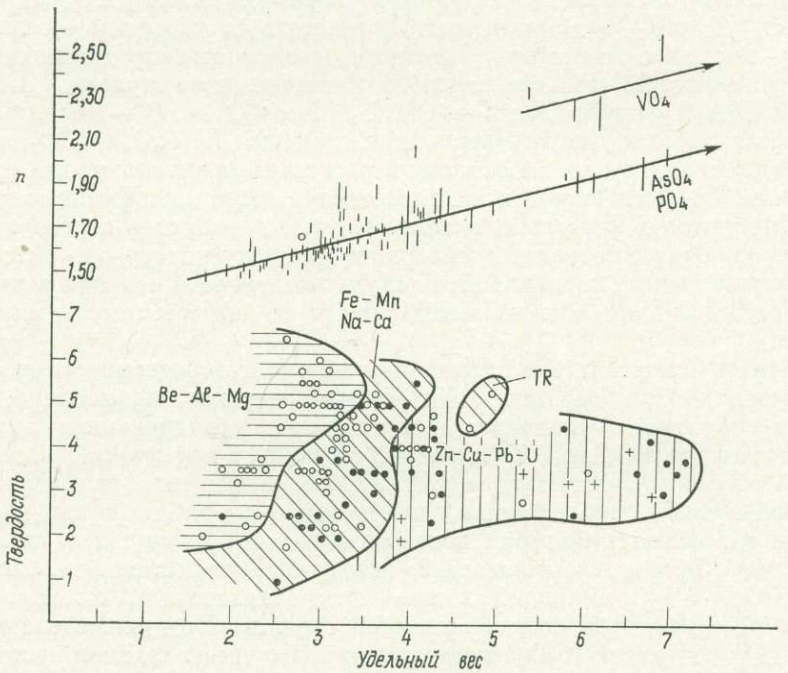
Между Al^{3+} (0,57 Å) и Fe^{3+} (0,67 Å), а также между Fe^{2+} (0,83 Å) и Mn^{2+} (0,91 Å) широко развит изоморфизм благодаря близости размеров ионных радиусов. Его проявлению благоприятствует изоструктурность конечных членов изоморфных рядов.

Фосфаты и родственные им минералы — сравнительно сложные по составу соединения, поэтому они образуют кристаллы низшей симметрии. Из 220 минералов этого класса известно только два минерала кубической сингонии. К ним относятся берцелиит $Mg_2(Ca, Na)_3[AsO_4]_3$, изоструктурный с гранатом ($Ia3d$), и фармакосидерит $Fe_3[AsO_4]_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$, гексатетраэдрического в. с. ($P\bar{4}3m$). Остальные минералы распределяются по сингониям следующим образом: примерно 10 гексагональных, 20 тригональных, 10 тет-

рагональных, 80 ромбических, 70 моноклинных и 25 триклинных. Тригональные и гексагональные минералы представлены исключительно фосфатами и арсенатами, а ванадатам присуща, как правило, ромбическая или тетрагональная сингония. Большинство минералов этого класса образует изометрические кристаллы, так как они обладают в основном изометрическими структурами. Фосфаты и родственные им минералы — преимущественно гипергенные образования и встречаются часто в виде землистых, сферических агрегатов или в виде корочек, нарастающих на другие минералы.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Изменения главных свойств фосфатов, арсенатов и ванадатов показаны на фиг. 425. Безводные фосфаты и арсенаты алюминия, магния, марганца, железа и кальция обычно характеризуются более высокой твердостью; водные фосфаты, арсенаты и большинство ванадатов отличаются меньшей



Ф и г. 425. Изменения главных свойств фосфатов (кружки), ар сенатов (залитые кружки и ванадатов (крестики).

твердостью. Зависимость твердости от размера иона можно видеть на примере таких изоструктурных минералов, как варисцит $Al[PO_4]\cdot 2H_2O$ (тв. 4,5) и штренгит $Fe[PO_4]\cdot 2H_2O$ (тв. 3,5). Удельный вес изменяется в широких пределах в зависимости от состава минералов. Фосфаты, как правило, легкие, а ванадаты наиболее тяжелые в рассматриваемом классе. Уменьшение удельного веса отмечается в тех случаях, когда в состав минералов входят Al, Be, Mg, Li, Na, K и некоторые другие элементы, обладающие высоким сродством к аниону $[PO_4]^{3-}$. Тяжелые металлы Cu, Pb и U с большим сродством к арсенатному и ванадатному анионам обусловливают возрастание удельного веса соответствующих минералов.

Показатели преломления также изменяются в зависимости от химизма и кристаллической структуры. Фосфаты и родственные им минералы с небольшим удельным весом характеризуются обычно и низкими показателями

преломления (самый низкий ~1,50 у струвита $MgNH_4[PO_4]\cdot 6H_2O$). Минералы с повышенным удельным весом имеют и более высокие значения показателей преломления, которые возрастают при вхождении аниона $[VO_4]^{3-}$. Среди катионов свинец и железо обусловливают увеличение показателей преломления. Некоторые минералы данного класса содержат Cl^- или OH^-, а эти анионы и молекулы воды обычно способствуют уменьшению показателей преломления. Двупреломление в значительной степени зависит от особенностей структуры. Благодаря преимущественно изометрическому расположению тэтраэдрических анионных групп фосфаты и родственные им минералы, как правило, характеризуются слабым двупреломлением. Наибольшей величиной двупреломления ($n_g - n_p = 0{,}23$) обладает тюямунит $Ca(UO_2)_2[VO_4]\cdot 8H_2O$, что связано с присутствием ванадатной группы и слоистым типом кристаллической структуры минерала. Зависимость двупреломления от состава анионной группы хорошо видна на примере следующих изоструктурных минералов:

		$n_g - n_p$
Апатит	$Ca_5[PO_4]_3Cl$	0,001
Пироморфит	$Pb_5[PO_4]_3Cl$	0,01
Миметезит	$Pb_5[AsO_4]_3Cl$	0,04
Ванадинит	$Pb_5[VO_4]_3Cl$	0,12

Характер добавочных анионов также влияет на величину двупреломления, что можно проследить на примере минералов группы апатита ($C6_3/m$):

		n_o	n_e	$n_o - n_e$
Хлорапатит	$Ca_5[PO_4]_3Cl$	1,668	1,667	0,001
Гидроксилапатит	$Ca_5[PO_4]_3OH$	1,651	1,644	0,007
Фторапатит	$Ca_5[PO_4]_3F$	1,635	1,632	0,003
Карбонат-апатит	$Ca_5[PO_4]_3(CO_3)$	1,628	1,619	0,009

В последнем минерале этой группы обращает на себя внимание роль плоского аниона $[CO_3]$. Оптический знак, по-видимому, определяется характером катиона. Минералы с халькофильными катионами преимущественно отрицательные, а минералы с литофильными катионами в большинстве случаев положительные.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как уже отмечалось, значительное число фосфатов и родственных им минералов имеют экзогенное происхождение, а меньшая часть их образована в эндогенных условиях среди пегматитов или гидротермальных продуктов. К магматическим представителям относятся несколько важных фосфатов: апатит, монацит $Ce[PO_4]$ и ксенотим $Y[PO_4]$; они обычно встречаются в изверженных породах как акцессорные минералы. Промышленные концентрации апатита ассоциируют с нефелиновыми сиенитами или другими щелочными породами. Наряду с апатитом, монацитом и ксенотимом ряд фосфатов Al, Be, Mg, Li, Sr, Na, Mn, Fe и других элементов встречаются в пегматитовых и гидротермальных условиях.

Образование гипергенных фосфатов, арсенатов и ванадатов находится в тесной связи с геохимией фосфора, мышьяка и ванадия. Значительное число арсенатов и ванадатов, а также многие фосфаты возникают за счет первичных сульфидов и являются хорошими индикаторами сульфидных месторождений в зоне окисления. Хемогенные минералы этого класса представлены, в основном фосфатами, среди которых преобладают фосфаты кальция типа апатита.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Фосфаты, арсенаты и ванадаты по ассоциациям металлов распределяются следующим образом:

а. Be-Al-Mg-ассоциация
- I. Простые фосфаты и арсенаты
  - 1. Группа вавелита
  - 2. Группа варисцита — штренгита
  - 3. Группа штейгерита
  - 4. Группа вагнерита — ньюбериита
- II. Двойные фосфаты и арсениты
  - 1. Группа бериллонита
  - 2. Группа амблигонита
  - 3. Группа чильдренита — воксита

б. Fe-Mn-(Na)-ассоциация
- I. Простые фосфаты и арсенаты
  - 1. Группа вивианита
  - 2. Группа фармакосидерита
  - 3. Группа триплита
  - 4. Группа гетерозита
  - 5. Группа ноланита
- II. Двойные фосфаты и арсенаты
  - 1. Группа трифилита
  - 2. Группа фронделита

в. Na-Ca-TR-ассоциация
- I. Простые фосфаты и арсенаты
  - 1. Группа брушита — фармаколита
  - 2. Группа апатита
  - 3. Группа монацита
  - 4. Группа россита
- II. Двойные фосфаты и арсенаты
  - 1. Группа оверита
  - 2. Группа гояцита
  - 3. Группа файрфилдита — роселита
  - 4. Группа берцелиита — тилазита
  - 5. Группа ксантоксенита

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация
- I. Простые фосфаты, арсенаты и ванадаты
  - 1. Группа тарбуттита — адамина
  - 2. Группа либетенита — оливенита
  - 3. Группа пироморфита
  - 4. Группа пухерита
- II. Двойные фосфаты, арсенаты и ванадаты
  - 1. Группа аустинита — деклуазита
  - 2. Группа бирюзы — самплеита
  - 3. Группа бёдантита
  - 4. Группа дюмонтита
  - 5. Группа торбернита — цейнерита
  - 6. Группа карнотита

К первой ассоциации относятся главным образом фосфаты (около 45 фосфатов и 7 арсенатов), к последней — все ванадаты и большая часть арсенатов (около 40 арсенатов и 30 ванадатов). Фосфаты примерно в одинаковых количествах (около 30) встречаются среди ассоциаций Fe-Mn-(Na), Na-Ca-TR и Zn-Cu-Pb(U), но в последней ассоциации, для которой более типичны арсенаты и ванадаты, их число уменьшается. В состав ассоциации Zn-Cu-Pb(U) также входят некоторые ванадаты алюминия и кальция, по парагенезису и свойствам близкие к другим ванадатам (см. фиг. 425).

a. Be-Al-Mg-ассоциация

I. ПРОСТЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

1. Группа вавелита

Эта группа включает следующие фосфаты алюминия:

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Берлинит	$Al[PO_4]$	$C3_12$	2,64	1,524
Аугелит	$Al_2[PO_4](OH)_3$	$C2/m$	2,70	1,576
Вавелит	$Al_3[PO_4]_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$	$Pcmn$	2,36	1,535
Кингит	$Al_3[PO_4]_2(OH)_3 \cdot 9H_2O$	?	2,25	1,514
Эвансит	$Al_3[PO_4](OH)_6 \cdot 6H_2O$	?	2,00	1,485

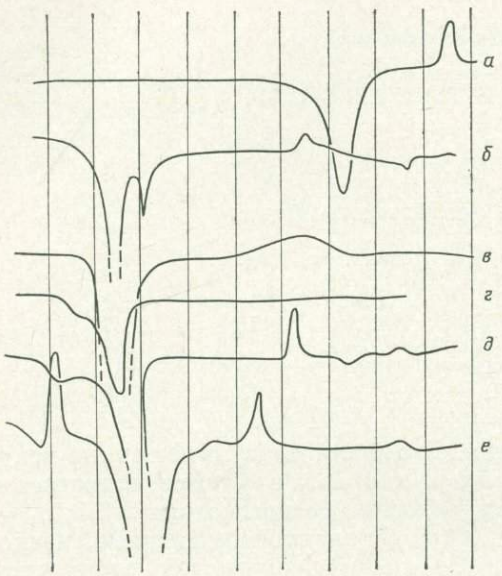
Берлинит изоструктурен с кварцем. Его кристаллы, выращенные искусственным путем, аналогичны кристаллам кварца. Берлинит встречается в массивных или землистых агрегатах, белый до бесцветного; тв. 6,5; $n_0 = 1{,}524$, $n_e = 1{,}530$. Другие минералы часто образуют гроздевидные, почковидные или сталактитовые скопления с радиальнолучистой структурой

Фиг. 426. Вавелит из восточных Родоп.

(фиг. 426), а также корочки с пониженной твердостью (4—5). Окраска их белая или желтоватая до зеленоватой. Вавелит характеризуется совершенной спайностью по {110}, оптически положительный, $n_g = 1{,}550$, $n_m = 1{,}535$, $n_p = 1{,}525$; $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$; $+2V = 71°$. Главные линии на рентгенограммах:

Вавелит 8,58(8) — 3,437(10) — 3,263(10) — 2,575(8) — 2,103(8) — 1,987(8)
Кингит 9,1(10) — 5,28(5) — 3,48(7) — 3,45(8)
Эвансит 10,5(10) — 7,2(7) — 3,26(6) — 3,03(6) — 2,90(7) — 2,15(6)

Кривые ДТА показаны на фиг. 427. Все минералы этой группы являются продуктами выветривания, исключение составляет берлинит, встречающийся в некоторых рудных месторождениях. Вавелит обнаружен также в сульфидных жилах как продукт позднегидротермальной деятельности.



Фиг. 427. Кривые ДТА (вертикальные линии 100—1000° С) аугелита (*а*), вавелита (*б*), кингита (*в*), варисцита (*г*), меташтренгита (*д*), скородита (*е*).

2. Группа варисцита — штренгита

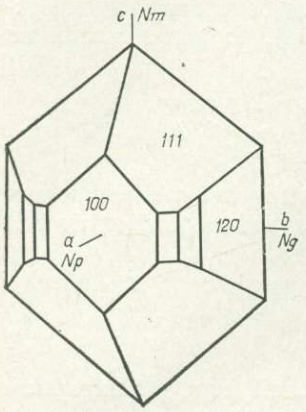
К названной группе относятся следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Варисцит	$Al[PO_4]\cdot 2H_2O$	2,57	1,594	1,563
Штренгит	$Fe[PO_4]\cdot 2H_2O$	2,87	1,741	1,707
Метаварисцит	$Al[PO_4]\cdot 2H_2O$	2,54	1,582	1,551
Стерреттит	$Sc[PO_4]\cdot 2H_2O$	2,44	—	—
Меташтренгит	$Fe[PO_4]\cdot 2H_2O$	2,76	1,738	1,692
Мансфилдит	$Al[AsO_4]\cdot 2H_2O$	3,03	1,642	1,622
Скородит	$Fe[AsO_4]\cdot 2H_2O$	3,28	1,814	1,784

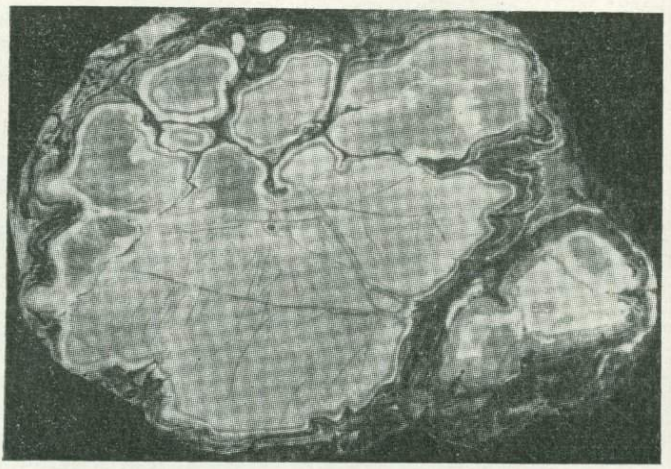
Минералы первой и последней подгрупп ромбические (*Pcaв*), встречаются в виде маленьких кристалликов с формой, похожей на октаэдр (фиг. 428) или скоплений конкреций (фиг. 429). Минералы второй подгруппы характеризуются призматическим в. с. (исключение составляет стерреттит, являющийся ромбическим, $P2_12_12_1$); обычно они образуют таблитчатые и призматические кристаллы. Между алюминиевыми и железистыми членами существует полная смесимость, промежуточные по составу члены известны под названием *баррандит* и *клинобаррандит*. Варисцит и меташтренгит (синоним — *фосфосидерит*) оптически отрицательные, все другие минералы положительные, угол оптических осей 2V от среднего до большого. Окраска алюминиевых членов меняется от светло-желтой до голубовато-зеленой, минералы, обогащенные железом — розовые, красные или фиолетовые. Главные линии на рентгенограммах:

Штренгит 5,5(8) — 4,35(10) — 3,12(8) — 2,54(8) — 1,61(7) — 1,479(7)
Меташтренгит 4,67(5) — 4,327(6) — 3,592(5) — 2,771(10) — 2,557(5) — 2,011(5)
Метаварисцит 3,55(7) — 2,72(10) — 2,22(8) — 1,96(9) — 1,72(6) — 1,54(5)
Стерреттит 4,88(10) — 4,51(9) — 3,79(7) — 2,90(8) — 2,76(6) — 2,07(5)
Мансфилдит 5,45(10) — 4,36(10) — 3,09(9) — 2,98(8) — 2,52(8) — 1,627(6)
Скородит 5,59(9) — 4,46(10) — 3,33(4) — 3,17(9) — 3,05(5) — 2,57(5)

Скородит является характерным продуктом выветривания арсенидов и особенно арсенопирита; алюминиевые члены представляют собой гипергенные образования в осадочных породах.



Фиг. 428. Форма кристаллов и оптическая ориентировка скородита.



Фиг. 429. Полированный шлиф конкреции варисцита из Фэрфилд, штат Юта (по Ларсену).

3. Группа штейгерита

Данная группа объединяет следующие ванадаты алюминия:

		Уд. в.	n_g	n_p
Штейгерит	$Al[VO_4]\cdot 3H_2O$	?	1,710	
Альванит	$Al_3[VO_4](OH)_6\cdot 2,5H_2O$	2,41	1,714	1,658
Сатпаевит	$Al_3[VO_4]_2(OH)_3\cdot 8H_2O$	2,4	1,690	1,676
Шодерит	$Al_4[VO_4]_2[PO_4]_2\cdot 16H_2O$	1,88	1,566	1,542
Меташодерит	$Al_4[VO_4]_2[PO_4]_2\cdot 12H_2O$		1,624	1,598

Все они моноклинные, встречаются преимущественно в виде желтых корочек. Главные линии на рентгенограммах:

Сатпаевит 5,86(6) — 3,905(7) — 2,330(9) — 1,918(10) — 1,554(5) — 1,471(8)
Альванит 4,80(5) — 4,477(10) — 1,982(8) — 1,911(6) — 1,686(5) — 1,484(9)
Шодерит 14,9(4) — 11,1(5) — 9,6(2) — 7,6(10)
Меташодерит 14,9(6) — 11,1(4) — 7,5(10) — 3,02(2)

Штейгерит имеет кривую ДТА с хорошо выраженным эндотермическим эффектом при температуре 290°. Кривая ДТА сатпаевита характеризуется двумя пиками при температурах 210° и 350°.

4. Группа вагнерита — ньюбериита

Эта группа включает следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Вагнерит	$Mg_2[PO_4]F$	3,15	1,582	1,568
Ньюбериит	$MgH[PO_4]\cdot 3H_2O$	2,10	1,553	1,514
Фосфорросслерит	$MgH[PO_4]\cdot 7H_2O$	1,73	1,486	1,477
Росслерит	$MgH[AsO_4]\cdot 7H_2O$	1,94	1,550	1,525
Бобьерит	$Mg_3[PO_4]_2\cdot 8H_2O$	2,19	1,543	1,510
Хёрнезит	$Mg_3[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$	2,73	1,596	1,563
Струвит	$Mg(NH_4)[PO_4]\cdot 6H_2O$	1,71	1,504	1,495
Ханнайит	$Mg_3(NH_4)_2H_4[PO_4]_4\cdot 8H_2O$	1,89	1,575	1,555
Шертелит	$Mg(NH_4)_2H_2[PO_4]_2\cdot 4H_2O$			

Ханнайит триклинный, ньюбериит, шертелит и струвит — ромбические (струвит — гемиморфный, *Pmc*2), все остальные минералы относятся к моноклинно-призматическому в. с. Ньюбериит, бобьерит и хёрнезит обладают

совершенной спайностью по {010}. Вагнерит желтый и довольно твердый (тв. 5—5,5), другие представители группы белые или бесцветные и характеризуются малой твердостью (тв. ~2,5, хернезит — 1). Главные линии на рентгенограммах:

Вагнерит 3,32(8) — 3,15(9) — 2,99(10) — 2,84(10) — 2,762(7) — 2,713(6)
Ньюбериит 4,70(5) — 3,45(10) — 3,05(9) — 2,80(5) — 2,57(6) — 1,92(4)
Бобьерит 6,7(10) — 2,94(5) — 2,69(5) — 2,51(4) — 1,57(3) — 1,33(3)

За исключением вагнерита, который образуется в гидротермальных и пегматитовых условиях, все остальные минералы представляют собой продукты выветривания.

II. ДВОЙНЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

1. Группа бериллонита

Минералы названной группы содержат бериллий как характерный катион:

		Уд. в.	n_g	n_p
Мораэзит	$Be_2[PO_4](OH)\cdot 4H_2O$	1,81	1,490	1,462
Беарсит	$Be_2[AsO_4](OH)\cdot 4H_2O$	2,20	1,502	1,490
Бериллонит	$NaBe[PO_4]$	2,81	1,561	1,552
Харлбутит	$CaBe_2[PO_4]_2$	2,88	1,604	1,595
Гердерит	$CaBe[PO_4](OH, F)$	3,01	1,619	1,591
Бабефит	$BaBe[PO_4]F$	4,31	1,632	1,629
Вейринепит	$MnBe[PO_4](OH, F)$	3,18	1,667	1,640
Фейеит	$MnBe_2Fe_2[PO_4]_4\cdot 6H_2O$	2,66	1,652	1,631

Фейеит — гексагональный минерал, встречается в виде игольчатых кристалликов, бабефит тетрагональный (*I4/amd*), харлбутит ромбический (*Pmmm*), все остальные представители группы моноклинные, при этом бериллонит псевдоромбический с совершенной спайностью по {010} и тв. 6. Цвет минералов рассматриваемой группы белый или желтоватый. Все они, кроме бабефита, оптически отрицательные. По Мроуз и Аплеману, вейринепит имеет структуру, аналогичную структуре эвклаза, в которой цепочки из тетраэдров $BeO_2(OH)_2$ и PO_4 соединены группами MnO и водородными связями. Главные линии на рентгенограммах:

Мораэзит 7,00(10) — 4,26(6) — 3,278(9) — 3,023(6) — 2,819(6)
Беарсит 6,95(10) — 4,23(6) — 3,31(8) — 3,02(6) — 1,956(5) — 1,776(5)
Бериллонит 3,92(6) — 3,65(9) — 2,84(10) — 2,37(6) — 2,28(7) — 1,965(4)
Харлбутит 3,67(10) — 3,50(7) — 3,03(9) — 2,78(9) — 2,50(7) — 2,21(9)
Гердерит 3,14(10) — 3,00(6) — 2,86(8) — 2,55(6) — 2,20(7) — 1,65(5)
Вейринепит 7,245(8) — 4,396(6) — 3,454(10) — 2,887(9) — 2,849(3) — 2,663(4)
Фейеит 7,28(9) — 5,72(10) — 3,962(5) — 3,244(6) — 3,085(6) — 3,029(6)

Нахождение. Названные выше минералы встречаются в пегматитах с бериллом как продукты выветривания или гидротермальной деятельности.

2. Группа амблигонита

Кроме амблигонита $LiAl[PO_4](F, OH)$, к этой группе относятся:

		Уд. в.	n_g	n_e
Таворит	$LiFe[PO_4](OH)$	3,29	1,807	
Дурангит	$NaAl[AsO_4]F$	3,94	1,685	1,634
Бразилианит	$NaAl_3[PO_4]_2(OH)_4$	2,98	1,621	1,602
Лейкофосфит	$KFe_2[PO_4]_2(OH)\cdot 2H_2O$	2,6	1,741	1,706
Миниюлит	$KAl_2[PO_4]_2(OH)\cdot 4H_2O$	2,45	1,538	1,531
Таранакит	$KAl_3[PO_4]_3(OH)\cdot 8H_2O$	2,15	1,51	1,49

Таворит триклинный, изоструктурен с амблигонитом, миниюлит — би ческий, остальные минералы моноклинные. Дурангит и бразилианит

образуют изометричные кристаллы. Цвет их от красного до желтого, тв. 5—5,5. Дурангит изоструктурен со сфеном и похож на амблигонит. Главные линии на рентгенограммах:

Таворит 4,99(5) — 4,68(3) — 3,285(9) — 3,045(10) — 2,474(4)
Бразилианит 5,04(10) — 2,98(8) — 2,87(7) — 2,73(8) — 2,68(8) — 1,44(5)
Лейкофосфит 6,79(10) — 5,99(7) — 4,76(3) — 3,06(7) — 2,916(4) — 2,829(4)
Миниюлит 6,8(9) — 5,6(10) — 3,37(10) — 1,478(6) — 1,332(6) — 1,209(6)
Таранакит 15,5(10) — 7,6(9) — 3,82(9) — 3,15(9) — 2,84(9) — 2,07(7)

Амблигонит $LiAl[PO_4](F, OH)$. Название означает «тупой угол», что соответствует форме кристаллов и спайных обломков. *Монтебразит* назван по местности Монтебра во Франции. Это разновидность амблигонита, бедная фтором или лишенная его. *Натромонтебразит* содержит около 12% Na_2O, в нем натрий замещает литий. В амблигоните имеется 10,10% Li_2O, 34,46% Al_2O_3, 48,00% P_2O_5 и 12,85% F (в монтебразите — 6,17% H_2O).

Кристаллографическая характеристика. Пинакоидальный в. с. $P\bar{1}$, $a_0 = 5{,}06$ Å, $b_0 = 5{,}16$ Å, $c_0 = 7{,}08$ Å, $\alpha = 109°52'$, $\beta = 107°30'$, $\gamma = 97°54'$, $Z = 2$. Его структура имеет определенное сходство со структурой сфена и дурангита. Она состоит из изолированных тетраэдров PO_4, связанных в пространстве октаэдрами $AlO_5(F, OH)$, при этом атомы лития находятся между тетраэдрами и октаэдрами и характеризуются пятерной координацией. Его кристаллы изометричны, а главные грани пересекаются под такими углами: $(100) \wedge (110) = 45°06'$, $(100) \wedge (001) = 90°15'$, $(100) \wedge (0\bar{1}1) = 75°11'$, $(010) \wedge (021) = 25°31'$. Часты двойники по {111}. Амблигонит обычно образует крупные агрегаты, легко раскалывающиеся по направлению спайности слагающих их индивидов. Главные линии на рентгенограмме: 4,688(9) — 3,297(7) — 3,193(10) — 2,974(8) — 2,388(5) — 1,958(5).

Физические свойства. Проявляется совершенная спайность по {100} и отчетливая по {110}. Тв. 5,5—6. Уд. в. от 3,11 (амблигонит) до 2,98 (монтебразит). Блеск на плоскости спайности перламутровый; цвет белый до кремового или голубовато-белый. $n_g = 1{,}598 \div 1{,}633$, $n_p = 1{,}578 \div 1{,}611$ соответственно для амблигонита и монтебразита. Последний оптически положителен с большим углом оптических осей ($2V \approx 75°$), а амблигонит оптически отрицательный с меньшей величиной 2V.

Кривые ДТА амблигонита характеризуются двумя близкими эндотермическими пиками при температуре 700—800° С.

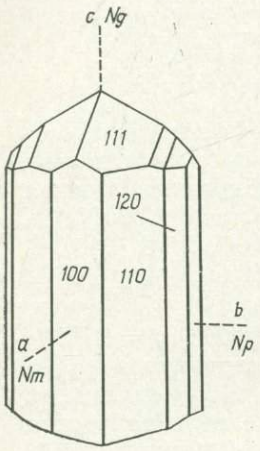
Нахождение. Амблигонит и монтебразит — типичные минералы литиевых пегматитов, таких, как в Варутрёске (Швеция), в Южной Дакоте (район Кастер, США), в районе Карибиб (Юго-Западная Африка), в Монтебра (Франция), в Сан-Пьеро (остров Эльба) и в других местах. В поверхностных условиях они превращаются в разнообразные фосфаты.

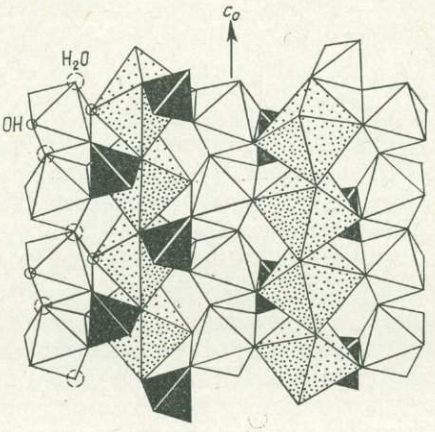
3. Группа чильдренита — воксита

К данной группе относятся следующие минералы:

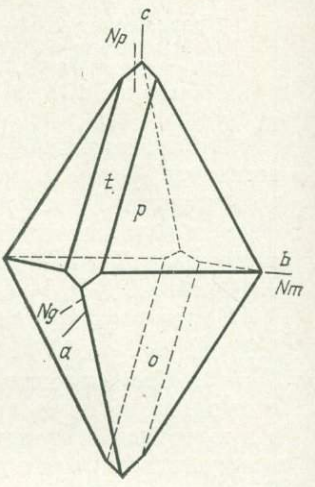
		Уд. в.	n_g	n_p
Чильдренит	$FeAl[PO_4](OH)_2 \cdot H_2O$	3,25	1,691	1,649
Эосфорит	$MnAl[PO_4](OH)_2 \cdot H_2O$	3,06	1,657	1,628
Лазулит	$MgAl_2[PO_4]_2(OH)_2$	3,08	1,637	1,604
Скорцалит	$FeAl_2[PO_4]_2(OH)_2$	3,39	1,680	1,639
Сузалит	$(Mg, Fe)_3Al_4[PO_4]_4(OH)_6 \cdot 2H_2O$	3,09	1,652	1,618
Воксит	$FeAl_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 7H_2O$	2,39	1,562	1,551
Паравоксит	$FeAl_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,36	1,573	1,554
Метавоксит	$FeAl_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,35	1,577	1,550
Сиглоит	$(Fe, Fe)Al_2[PO_4]_2(O, OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,36	1,619	1,563
Гордонит	$MgAl_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,23	1,558	1,534

Первые два минерала ромбические ($Bba2$), встречаются в виде коричневых или красных призматических кристаллов. Их структура (фиг. 430) состоит из октаэдров $(Mn, Fe)O_4(OH)_2$, которые соединяются между собой общими



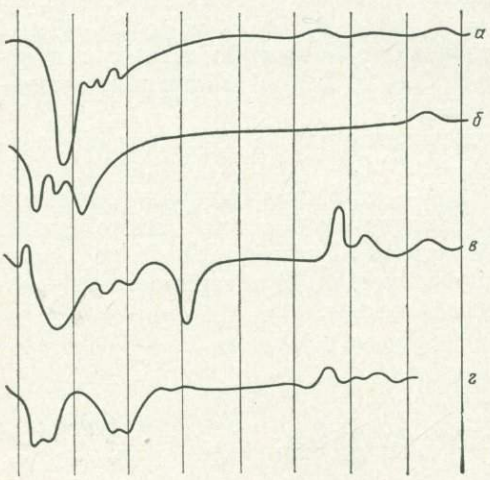


Ф и г. 430. Форма кристаллов и структура эосфорита.
Тетраэдры PO_4 — черные; октаэдры $(Mn, Fe)O_4(OH)_2$ — заштрихованные; октаэдры $AlO_2(OH)_2(H_2O)_2$ — белые.



Ф и г. 431. Форма кристаллов лазулита.

ребрами O — O, расположенными с противоположных сторон; в результате возникают бесконечные цепочки, параллельные оси c. Октаэдры $AlO_2(OH)_2(H_2O)_2$ связываются друг с другом посредством общих противоположных вершин H_2O и образуют цепочки иного типа. Цепочки первого и второго типа соединяются между собой через общие вершины OH, образуя бесконечные листы. Соседние листы связываются друг с другом изолированными группами PO_4. Особенностями структуры обусловливается габитус и оптически отрицательный характер обоих минералов, для которых известен изоморфный ряд. Тв. 5. Лазулит и скорцалит тоже оптически отрицательные и образуют изоморфный ряд, но они моноклинные ($P2_1/n$), встречаются в виде специфических голубых кристаллов с формой острой пирамиды (фиг. 431), часто сдвойникованных по {100}; тв. 5,5—6. Воксит характеризуется небесно-голубой окраской; другие минералы подгруппы воксита встречаются в виде белых игольчатых или радиальнолучистых агрегатов. Метавоксит моноклинный ($P2_1/c$), а остальные минералы триклинно-пинакоидальные ($P\bar{1}$); паравоксит и гордонит обладают совершенной спайностью по {010}. Все они оптически положительные. Тв. 3—3,5. Главные линии на рентгенограммах:



Ф и г. 432. Кривые ДТА паравоксита (*а*), сиглоита (*б*), штрунцита (*в*) и стюартита (*г*).

Лазулит 3,24(9) — 3,20(10) — 3,14(8) — 3,08(8) — 2,55(7) — 1,963(5)
Скорцалит 2,54(10) — 2,27(8) — 2,23(7) — 2,21(6) — 1,897(6) — 1,627(7)
Метавоксит 5,1(7) — 4,67(9) — 4,32(9) — 3,03(5) — 2,75(10) — 2,65(4)
Паравоксит 9,82(10) — 6,38(9) — 4,20(9) — 3,18(8) — 2,85(6) — 2,58(5)
Сиглоит 9,69(10) — 6,46(9) — 4,86(9) — 3,23(7) — 2,82(6) — 2,56(5)

Кривые ДТА приводятся на фиг. 432.

Чильдренит и эосфорит представляют собой продукты гидротермального воздействия в некоторых пегматитовых и сульфидных жилах, лазулит и скорцалит — в кварцевых жилах, пегматитах и сланцах в ассоциации с берлинитом, кианитом, силлиманитом, корундом, рутилом, гранатом и др. Наиболее известны месторождения лазулита в Зальцбурге близ Верфена, Австрия; Минас-Жераис, Бразилия; Грейвс-Маунтин, штат Джорджия, США, и др. Минералы подгруппы воксита тесно ассоциируют с вавелитом.

б. Fe-Mn-(Na)-ассоциация

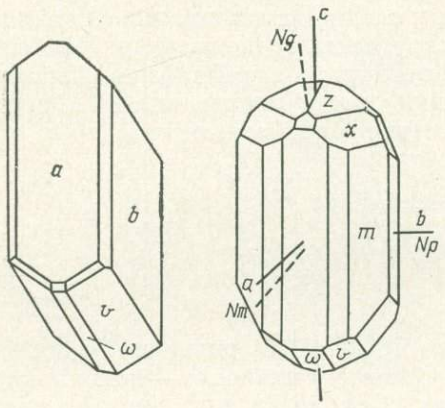
I. ПРОСТЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

1. Группа вивианита

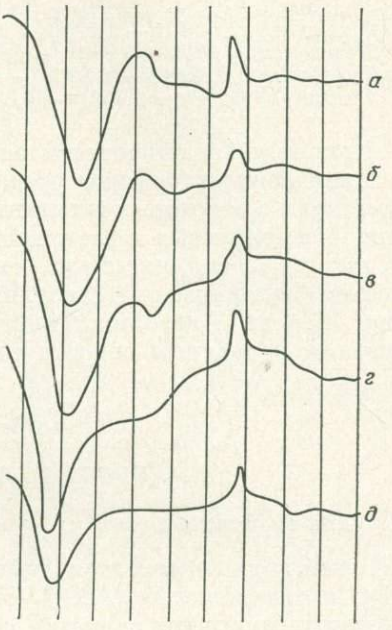
К этой группе относятся лудламит $Fe_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$, вивианит $Fe_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$ и *симплезит* $Fe_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Лудламит и вивианит — моноклинные минералы, имеющие сходную структуру. Симплезит триклинный, кроме того, известна его моноклинная модификация, называющаяся *парасимплезит*. В эту же группу входит арсенит—*армангит* $Mn_3[AsO_3]_2$, который встречается в виде черных ромбоэдрических кристаллов. Его тв. 4, уд. в. 4,43; $n_0 = 2{,}01$, $n_e = 1{,}99$. Симплезит образует сферические агрегаты светло-зеленого цвета; при окислении окраска становится индигово-синей. Проявляется совершенная спайность по $\{1\bar{1}0\}$; тв. 2,5, уд. в. 3,01; $n_g = 1{,}702$, $n_p = 1{,}635$; $(-2)V = 86°$. Главные линии на рентгенограмме: 4,26(10) — 2,97(9) — 2,72(9) — 1,758(9) — 1,189(10) — 1,121(10). Лудламит похож на вивианит, но характеризуется более высокими показателями преломления ($n_g = 1{,}697$, $n_p = 1{,}653$) и совершенной спайностью по {001}.

Вивианит $Fe_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Назван в честь английского минералога Дж. Г. Вивиана, который открыл этот минерал. Содержит 42,96% FeO, 28,31% P_2O_5 и 28,73% H_2O, разновидность, обогащенную Mn, Mg и Ca, называют *паравивианитом* (Mn, Mg, Ca)$Fe_8[PO_4]_6 \cdot 24H_2O$. Частично окисленный продукт с примерно одинаковыми количествами FeO и Fe_2O_3 известен как *бета-керченит* $Fe_4Fe_4(OH)_4[PO_4]_6 \cdot 21H_2O$, а с преобладанием Fe_2O_3 — как *альфа-керченит* $Fe_2Fe_6(OH)_6 \cdot 18H_2O$. Окисленную разновидность без FeO называют *оксикерченитом* $Fe_8(OH)_8[PO_4]_6 \cdot 17H_2O$ или *босфоритом* $Fe_9(OH)_9[PO_4]_6 \cdot 21H_2O$.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $C2/m$, $a_0 = 10{,}04$ Å, $b_0 = 13{,}39$ Å, $c_0 = 4{,}69$ Å, $\beta = 104°18'$, $Z = 2$. Его структура состоит из отдельных единичных и сдвоенных октаэдрических групп $FeO_2(H_2O)_4$ и $Fe_2O_6(H_2O)_4$, которые связываются группами PO_4, образуя листы, параллельные плоскости {010}. Структура лудламита очень сходна с описанной, но состоит из строенных октаэдрических групп. Листы в структуре вивианита соединяются между собой слабыми связями H_2O — H_2O, чем и обусловлена совершенная спайность по {010} и низкая твердость (тв. 2) описываемого минерала. В то же время листы в структуре лудламита соединяются друг с другом посредством общих молекул H_2O, а такой тип связи до некоторой степени более сильный. В результате лудламит характеризуется менее совершенной спайностью по {001} и более высокой твердостью (тв. 3,5). Кристаллы вивианита призматические и уплощены по {010} в соответствии с его структурой (фиг. 433). Главные формы: *a* {100}, *b* {010}, *m* {110},



Фиг. 433. Форма кристаллов вивианита.



Фиг. 434. Кривые ДТА вивианита (*а*), бета-керченита (*б*), альфа-керченита (*в*), оксикерченита (*г*) и босфорита (*д*).

v {$\bar{2}21$}, *w* {201}, *z* {111} и *x* {221}. (010) $\wedge$ (110) = 53°59′, (100) $\wedge$ (20$\bar{1}$) = = 54°41′, (010) $\wedge$ (221) = 60°15′. Он встречается в виде почковидных и шаровидных масс и конкреций. Главные линии на рентгенограммах: 6,79 — 3,25 — 3,01 — 2,70 — 2,53 — 2,34 (вивианит); 2,93 — 2,70 — 3,16 — 2,42 — 2,31 — 1,68 (бета-керченит).

Физические свойства. Совершенная спайность по {010}, спайные пластинки его упруги. Тв. 1,5—2. Уд. в. 2,68. Свежие образцы бесцветны, но легко окисляются и становятся голубыми, индигово-синими и даже синевато-черными. $n_g = 1{,}629 \div 1{,}675$, $n_m = 1{,}602 \div 1{,}656$, $n_p = 1{,}579 \div 1{,}616$, $(+2)V = 83 \div 63°$ для неокисленных и окисленных (черных) вивианитов соответственно; $c \wedge Ng = 28°$; плеохроизм: по *Np* голубой, синий и индиговый, по *Nm* бледный желтовато-зеленый и зелено-желтый, по *Ng* бледный желтовато-зеленый и желто-оливковый. Кривые ДТА показаны на фиг. 434.

Нахождение. Вивианит представляет собой продукт выветривания гидротермальных и пегматитовых месторождений, но он встречается в значительных количествах в осадочных стратифицированных месторождениях железа, таких, как Керчь и полуостров Тамань в Черном море. Крупные кристаллы (свыше 10 *см*) обнаружены в оловоносных жилах Льяльягуа в Боливии.

2. Группа фармакосидерита

В названную группу входят *фармакосидерит* $Fe_3[AsO_4]_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$, *какоксенит* $Fe_4[PO_4]_3(OH)_3 \cdot 12H_2O$, *тинтикит* $Fe_3[PO_4]_2(OH)_3 \cdot 3{,}5H_2O$ и *дельвоксит* $Fe_4[PO_4]_2(OH)_6 \cdot nH_2O$. Фармакосидерит характеризуется гексатетраэдрическим в. с. $P\bar{4}3m$, $a_0 = 7{,}94$ Å. Встречается в виде зеленоватых и коричневатых кубических кристалликов. Тв. 2,5. Уд. в. 2,80. Главные линии на рентгенограмме: 3,28(10) — 2,834(10) — 2,527(9) — 2,404(9) — 1,784(9) — 1,409(10). $n = 1{,}676 \div 1{,}704$. Часто отмечается двупреломление. Образуется при окислении арсенопирита. Какоксенит гексагональный,

встречается преимущественно в виде игольчатых кристаллов, радиальнолучистых и сферолитовых агрегатов желтого цвета. Тв. 3—4, уд. в. 2,3; $n_0 = 1{,}580$, $n_e = 1{,}640$. Главные линии на рентгенограмме: 11,81(10) — 9,73(5) — 6,94(4) — 4,892(6) — 3,146(9) — 2,787(6) (какоксенит); 6,70(8) — 6,07(9) — 5,67(9) — 3,91(10) — 3,28(10) — 3,01(10) (тинтикит).

3. Группа триплита

К этой группе относятся

		Уд. в.	n_g	n_p
Саркопсид	$(Fe, Mn, Ca)_3[PO_4]_2$	—	1,725	—
Триплит	$(Mn, Fe, Mg, Ca)_2[PO_4](F, OH)$	3,94	1,684	1,662
Триплоидит	$(Mn, Fe)_2[PO_4](OH)$	3,66	1,730	1,725
Вольфеит	$(Fe, Mn)_2[PO_4](OH)$	3,83	1,753	1,748
Саркинит	$Mn_2[AsO_4](OH)$	4,04	1,809	1,793
Синадельфит	$Mn_4[AsO_4](OH)_5$	3,57	1,761	1,750
Аллактит	$Mn_7[AsO_4]_2(OH)_8$	3,83	1,774	1,755
Арсеноклазит	$Mn_5[AsO_4]_2(OH)_4$	4,27	1,816	1,787
Ангелеллит	$Fe_4[AsO_4]_2O_3$	4,87	2,40	2,13
Гемафибрит	$Mn_3[AsO_4]O_3 \cdot H_2O$	3,65	1,93	1,87
Голденит	$(Mn, Zn)_6[AsO_4](OH)_5O_2$	4,11	1,785	1,769
Быковскиит	$Fe_2[AsO_4][SO_4](OH) \cdot 7H_2O$	2,33	1,628	?

Минералы первой подгруппы, а также аллактит и саркинит характеризуются призматическим в. с.; ангелеллит и синадельфит триклинные, все остальные — ромбические. Они встречаются в виде красновато-коричневых или желтоватых кристаллов с изометричным, толстотаблитчатым и призматическим габитусом. Совершенная спайность по {010} отмечается только у арсеноклазита. Аллактит, арсеноклазит и саркинит оптически отрицательные, все остальные — оптически положительные. Тв. 5, но у гемафибрита (тв. 3) и голденита (тв. 4) она меньше. Главные линии на рентгенограммах:

Триплит 3,62(4) — 3,23(6) — 3,03(8) — 2,86(10) — 2,108(3) — 2,012(3)
Триплоидит 3,19(8) — 3,10(9) — 2,94(10) — 2,58(5) — 2,15(5) — 1,80(6)
Ангелеллит 3,15(10) — 2,997(7) — 2,960(4) — 2,856(5) — 2,489(5) — 2,072(5)
Голденит 5,83(6) — 3,61(9) — 2,99(10) — 2,47(8) — 2,38(3) — 1,53(3)
Быковскиит 9,6—9,2—4,47—3,90—3,59

Минералы группы являются характерными продуктами выветривания и гидротермального изменения в пегматитах, богатых фосфором.

4. Группа гетерозита

В данную группу входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Гетерозит	$(Fe, Mn)[PO_4]$	3,40	1,91	1,86
Пурпурит	$(Mn, Fe)[PO_4]$	3,20	1,92	1,85
Реддингит	$(Mn, Fe)_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$	3,10	1,683	1,651
Фосфореррит	$(Fe, Mn)_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$	3,24	1,700	1,672
Графтонит	$(Fe, Mn, Ca)_3[PO_4]_2$	3,70	1,722	1,705
Гюролит	$Mn_5H_2[PO_4]_4 \cdot 4H_2O$	3,19	1,660	1,647
Швитцерит	$(Mn, Fe)_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$	3,15	1,632	1,559
Беусит	$(Mn, Fe)_3[PO_4]_2$	3,70	1,722	1,702

Три последних минерала относятся к призматическому в. с., а все остальные — к ромбо-дипирамидальному. Все они красные, причем ромбические минералы характеризуются отчетливым плеохроизмом. Тв. 3,5—4,5. Гюролит оптически отрицательный, а все другие оптически положительные. Главные линии на рентгенограммах:

Пурпурит 4,369(7) — 3,469(4) — 2,952(10) — 2,448(10) — 1,466(5) — 1,342(3)
Графтонит 3,50(9) — 3,02(4) — 2,956(4) — 2,860(10) — 2,715(7) — 2,412(3)
Гюролит 3,15(10) — 2,97(6) — 2,87(4) — 2,63(4) — 2,190(5) — 1,641(3) — 1,585(3)
Швитцерит 8,5(10) — 7,1(4) — 6,6(3) — 6,35(3) — 3,17(3) — 2,585(4)

Встречаются они в тесной ассоциации с минералами предыдущей группы.

В эту группу могут быть включены *диадохит* $Fe_2[PO_4][SO_4]OH \cdot 5H_2O$ и *сармиенитит* $Fe_2[AsO_4][SO_4](OH) \cdot 5H_2O$; первый из них триклинный, второй — моноклинный. Тот и другой образуют желтые округлые агрегаты, уд. в. 2,2 и 2,58, $n_g = 1{,}665$ и 1,698, $n_p = 1{,}615$ и 1,628 соответственно; оба оптически двуосные, положительные.

5. Группа ноланита

Эта группа объединяет следующие ванадаты железа:

		Уд. в.	n_g	n_p
Ноланит	$Fe_3V_8O_{18}$	4,65	?	?
Ферванит	$Fe[VO_4] \cdot H_2O$	?	2,224	2,186
Русаковит	$Fe_5[VO_4]_2(OH)_9 \cdot 3H_2O$	2,77	1,833	

Ноланит встречается в виде гексагональных черных пластинчатых кристаллов, ферванит — в виде коричневых волокон. Главные линии на рентгенограммах:

Ноланит 3,43(6) — 2,64(5) — 2,47(10) — 2,44(6) — 1,634(4) — 1,503(6)
Ферванит 10,20(10) — 3,45(9) — 2,753(5) — 2,604(7) — 1,820(7) — 1,795(7)
Русаковит 4,20(5) — 3,21(10) — 2,945(9) — 2,441(8) — 2,140(7) — 1,569(6)

II. ДВОЙНЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

1. Группа трифилита

В названную группу входят только фосфаты железа и марганца, в которых добавочными катионами являются литий или натрий.

		Уд. в.	n_g	n_p
Трифилит	$Li(Fe, Mn)[PO_4]$	3,58	1,700	1,694
Литиофилит	$Li(Mn, Fe)[PO_4]$	3,34	1,682	1,669
Натрофилит	$NaMn[PO_4]$	3,41	1,684	1,671
Гагендорфит	$(Na, Ca)(Fe, Mn)_2[PO_4]_2$	3,71	1,74	1,739
Варулит	$(Na, Ca)(Mn, Fe)_2[PO_4]_2$	3,58	1,732	1,720
Хюнеркобелит	$(Ca, Na)(Fe,Mn)_2[PO_4]_2$	3,55	1,731	1,718
Сиклерит	$(Li, Mn, Fe)[PO_4]$	3,45	1,745	1,715
Феррисиклерит	$(Li, Fe, Mn)[PO_4]$	3,27	?	?
Аллюодит	$(Na, Fe, Mn)[PO_4]$	3,47	1,775	1,760
Литиофосфат	$Li_4[PO_4]$	2,46	1,567	1,550
Арроядит	$Na_2(Fe, Mn)_5[PO_4]_4$	3,55	1,675	1,664
Диккинсонит	$Na_2(Mn, Fe)_5[PO_4]_4$	3,41	1,662	1,648
Авелионит	$NaFe_3[PO_4]_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$	3,08	1,803	1,769
Вардит	$NaAl_3[PO_4]_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$	2,81	1,604	1,594
Ваналит	$NaAl_8V_{10}O_{38} \cdot 30H_2O$	2,35	1,735	1,710
Гюмулит	$Na_4MgV_{10}O_{28} \cdot 24H_2O$	2,39	1,742	1,679

Филловит представляет собой диккинсонит, обогащенный кальцием, но он относится к ромбоэдрическому в. с. в отличие от диккинсонита и арроядита, которые характеризуются моноклинно-призматическим в. с. Авелионит (синоним: кирилловит) и вардит относятся к тетрагонально-трапецоэдрическому в. с. $P4_12_12$ или $P4_32_12$. Гюмулит триклинный. Все остальные минералы ромбические. Трифилит и литиофилит обладают совершенной спайностью по {100}; диккинсонит и филловит также характеризуются совершенной спайностью по {001} и {0001} соответственно. Минералы описываемой группы встречаются в пегматитах в качестве первичных или вторичных образований, обычно формируя зернистые или массивные агрегаты темно-зеленого, коричневого и желто-коричневого цвета. Тв. 4—5. Главные линии на рентгенограммах:

Литиофилит 4,325(7) — 3,524(9) — 3,013(9) — 2,535(10) — 1,749(8) — 1,504(7)
Натрофилит 4,04(6) — 3,15(8) — 2,867(10) — 2,608(8) — 2,586(8) — 1,836(5)
Варулит 6,37(7) — 3,53(7) — 3,12(4) — 2,75(10) — 2,56(7) — 1,68(2)
Хюнеркобелит 8,76(6) — 6,30(5) — 3,49(3) — 3,33(3) — 2,718(10) — 2,526(3)
Аллюодит 6,33(6) — 3,48(3) — 3,07(4) — 2,72(10) — 2,51(5) — 2,09
Литиофосфат 3,96(10) — 3,79(9) — 2,63(10) — 2,42(9) — 2,31(9) — 1,51(9)
Арроядит 5,93(4) — 5,54(4) — 3,22(6) — 3,04(10) — 2,77(4) — 2,72(8)
Авелионит 5,85(3) — 4,85(10) — 3,60(5) — 3,19(8) — 3,10(7) — 2,658(8)
Вардит 4,74(10) — 3,085(6) — 2,994(7) — 2,825(4) — 2,591(7) — 1,516(5)
Ваналит 3,313(10) — 2,262(8) — 1,904(5) — 1,518(6) — 1,414(5)
Гюмулит 10,7 (оч. сильн.) — 10,3 (сильн.) — 9,03 (сильн.) — 7,63 (сильн.) — 6,71 (ср.)

2. Группа фронделита

Эта группа включает только фосфаты двухвалентного и трехвалентного железа и марганца.

		Уд. в.	n_g	n_p
Барбосалит	$FeFe_2[PO_4]_2(OH)_2$	3,60	1,835	1,77
Крыжановскит	$MnFe_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot H_2O$	3,31	1,82	1,72
Липскомбит	$(Fe, Mn)Fe_2[PO_4]_2(OH)_2$	3,66	?	?
Штрунцит	$MnFe_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,50	1,745	1,660
Лауэит	$MnFe_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,46	1,688	1,591
Стюартит	$MnFe_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	2,47	1,681	1,612
Лаубманнит	$Fe_3Fe_6[PO_4]_4(OH)_{12}$	3,33	1,892	1,840
Андрюсит	$(Cu, Fe)_3Fe_6[PO_4]_4(OH)_{12}$	3,47	1,830	1,813
Берманит	$Mn_5Mn_8[PO_4]_8(OH)_{10} \cdot 15H_2O$	2,84	1,748	1,687
Фронделит	$MnFe_4[PO_4]_3(OH)_5$	3,45	1,893	1,860
Рокбриджеит	$FeFe_4[PO_4]_3(OH)_5$	3,38	1,897	1,875
Дюфренит	$FeFe_4[PO_4]_3(OH)_5 \cdot 2H_2O$	3,1	1,895	1,837
Бераунит	$FeFe_4[PO_4]_3(OH)_5 \cdot 3H_2O$	3,08	1,815	1,775
Флинкит	$MnMn_2[AsO_4](OH)_4$	3,87	1,834	1,783
Акрохордит	$MgMn_4[AsO_4](OH)_4 \cdot 4H_2O$	3,19	1,683	1,672

Лауэит триклинный (пинакоидальный), стюартит триклинный (моноэдрический), штрунцит и псевдолауэит моноклинные; липскомбит тетрагональный ($P4_12_12$), в структурном отношении он близок к барбосалиту. Все остальные минералы группы ромбические; из них фронделит и рокбриджеит относятся к ромбо-тетраэдрическому в. с. $B22_12$. Обычно темно-зеленые, зеленовато-коричневые и красновато-коричневые волокнистые агрегаты. Фронделит, дюфренит и берманит характеризуются совершенной спайностью по пинакоиду. Тв. ~4. Фронделит и берманит оптически отрицательные, а все другие — оптически положительные. Главные линии на рентгенограммах:

Барбосалит 4,84(6) — 3,36(10) — 3,32(8) — 3,24(6) — 3,16(6) — 2,33(4)
Липскомбит 3,314(10) — 3,206(6) — 2,302(3) — 1,656(4) — 1,601(4)
Крыжановскит 3,14—1,85—1,82—1,77—1,73—1,34 (все 10)
Штрунцит 9,25(10) — 5,30(9) — 3,30(5) — 2,90(3) — 2,77(3) — 2,60(3)
Лауэит 9,91(10) — 6,57(7) — 4,95(8) — 3,28(9) — 2,88(6) — 2,62(5)
Стюартит 9,95(10) — 6,75(6) — 3,93(4) — 3,02(3) — 2,59(3) — 2,01(3)
Лаубманнит 5,04(5) — 3,40(5) — 3,22(10) — 3,10(10) — 2,84(4) — 2,11(6)
Андрюсит 5,01(5) — 3,22(10) — 2,44(5) — 2,12(8) — 1,73(4) — 1,62(5)
Фронделит 3,61(4) — 3,38(5) — 3,195(10) — 1,979(3) — 1,849(3) — 1,598(5)
Рокбриджеит 3,42(6) — 3,19(10) — 2,76(3) — 2,42(5) — 1,97(4) — 1,60(3)
Дюфренит 5,05(9) — 3,42(9) — 3,24(8) — 3,17(10) — 2,44(5) — 2,11(6)
Бераунит 10,32(10) — 4,80(4) — 3,41(5) — 3,06(8) — 2,56(3) — 1,92(4)

Минералы описываемой группы представляют собой характерные продукты выветривания первичных фосфатов железа и марганца в пегматитах или железорудных и марганцевых месторождениях. Кривые ДТА штрунцита и стюартита приводятся на фиг. 432.

в. Na-Ca-TR-ассоциация

I. ПРОСТЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

1. *Группа брушита — фармаколита*

В данную группу входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Монетит	$CaH[PO_4]$	2,93	1,640	1,587
Брушит	$CaH[PO_4]\cdot 2H_2O$	2,33	1,551	1,539
Стеркорит	$Na(NH_4)H[PO_4]\cdot 4H_2O$	1,61	1,469	1,439
Гайдингерит	$CaH[AsO_4]\cdot H_2O$	2,85	1,638	1,590
Фармаколит	$CaH[AsO_4]\cdot 2H_2O$	2,71	1,594	1,583

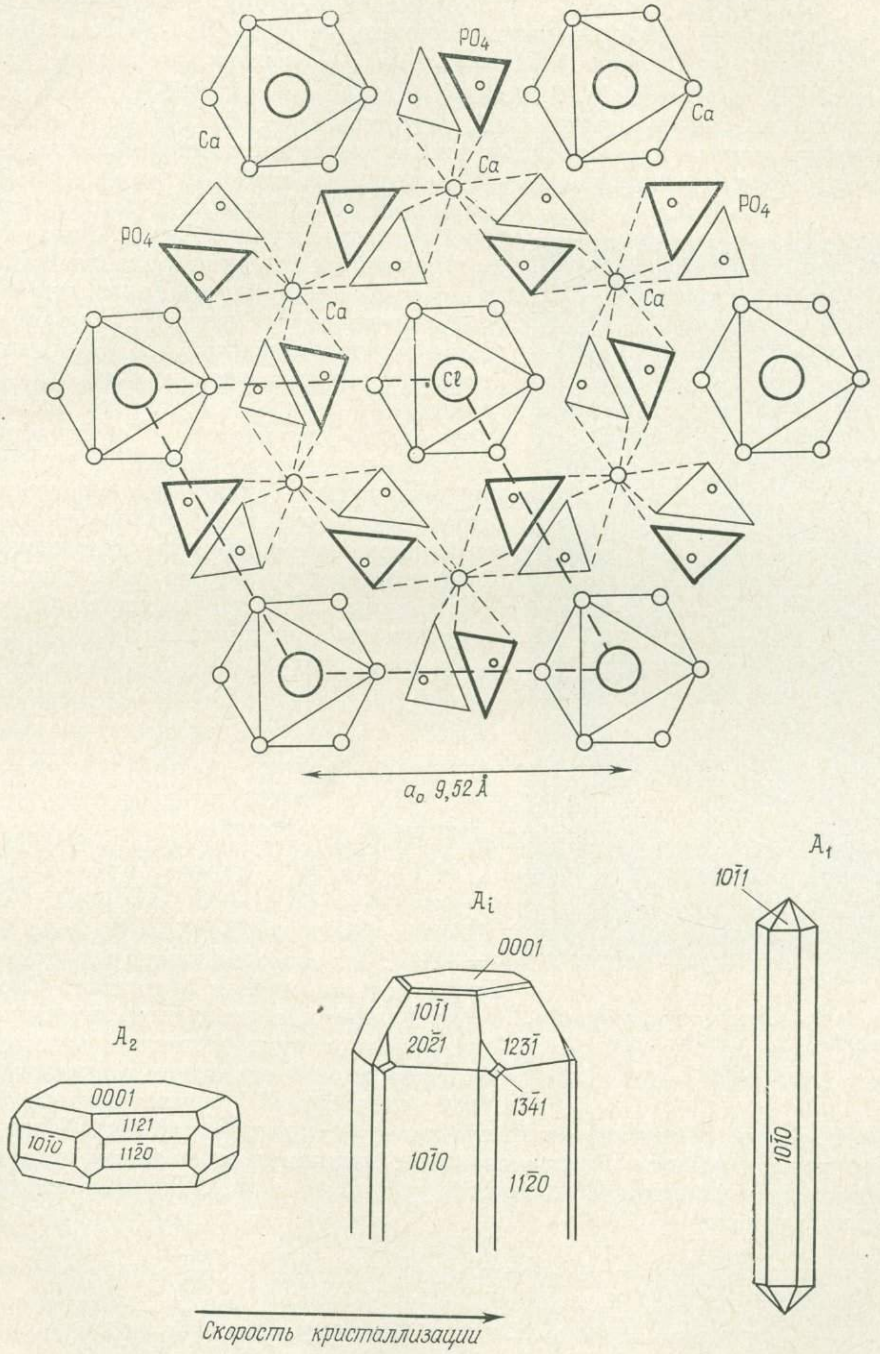
Монетит и стеркорит триклинные, брушит относится к тетраэдрическому в. с. $A2$, гайдингерит ромбический, фармаколит моноклинный. Три последних минерала встречаются в виде бесцветных гипсоподобных кристалликов с совершенной спайностью по {010}.

Ардеалит $Ca_2H[PO_4][SO_4]\cdot 4H_2O$ изоструктурен с брушитом. Тв. ~ 2,5. За исключением оптически отрицательного фармаколита, все остальные минералы группы оптически положительные. Главные линии на рентгенограмме фармаколита: 3,10(10) — 2,105(8) — 1,929(3) — 1,580(7) — 1,347(3) — 1,255(8). Все минералы описываемой группы представляют собой продукты выветривания или биохимических процессов. *Рауэнталит* $Ca_3[AsO_4]_2\cdot 10H_2O$ образует снежно-белые округлые агрегаты или очень тонкие иголочки; $n_m = 1{,}552$, (+) $2V = 85°$, $Nm \wedge$ удлинение составляет 5—10°; главные линии на рентгенограмме: 10,8(10) — 6,2(4) — 3,36(8) — 2,58(4) — 2,44(6). *Эвеит* $(Mn, Ca)_2[AsO_4](OH)$ ромбический, характеризуется зеленой окраской; $n_m = 1{,}715$, (+) $2V = 65°$; главные линии на рентгенограмме: 6,10(7) — 5,09(8) — 4,39(10) — 3,06(9) — 2,528(6).

2. *Группа апатита*

Эта группа представлена *апатитом* $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$ и его разновидностями, а также *витлокитом* $Ca_3[PO_4]_2$. Последний относится к тригонально-скаленоэдрическому в. с. $R\bar{3}m$, встречается в виде ромбоэдрических кристаллов, бесцветных, белых и зеленоватых; тв. 5, уд. в. 3,12. Фосфатная группа в определенных пределах может замещаться группой CO_3, в результате чего изменяются показатели преломления от 1,629 (n_o) и 1,625 (n_e) до 1,607 и 1,604 соответственно. Главные линии на рентгенограмме: 5,24(8)—3,45(7)—3,21(9) — 2,88(10) — 2,60(9) — 1,72(7). В пегматитах ассоциирует с апатитом. В группу апатита следует также включить *брокит* (Ca, Th, TR)$[(PO_4)_{0,8}(CO_3)_{0,2}\cdot H_2O$; это гексагональный минерал ($P6\bar{2}2$), $n_o = 1{,}680$, $n_e = 1{,}695$, уд. в. 3,9; главные линии на рентгенограмме: 4,37 (ср.) — 3,03 (оч. сильн.) — 2,83 (сильн.) — 2,15 (сильн.) — 1,86 (ср.) — 1,69 (ср.).

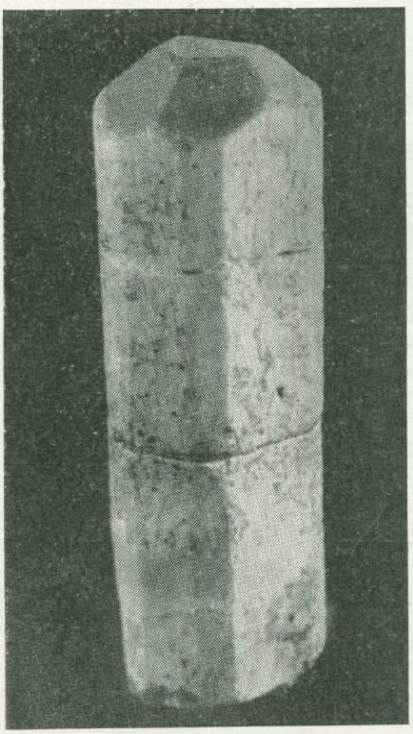
Апатит $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$. Название означает «обманывающий», поскольку его принимали за другие минералы. Разновидности: *фторапатит*, в качестве добавочного аниона содержит только или преимущественно фтор, *хлорапатит* — только или преимущественно хлор, *гидроксилапатит* — гидроксильную группу OH; *карбонат-апатит* имеет в своем составе карбонатную группу CO_3 и немного воды. Он известен также под названием *подолит*, а когда содержит добавочный F и OH, его называют *франколит*; *ферморит* $(Ca, Sr)_{10}[(PO_4)(AsO_4)]_6(F, OH, O)_2$ является переходным минералом между *беловитом* $(Sr, Ce)_5[PO_4]_3(O, OH)$, и *свабитом* $Ca_5[AsO_4]_3(F, OH)$; *эллестадит*, *бритолит*, *фенгхуанглит* (ториевый бритолит), *вилькеит*, *финшенит* и другие названия употребляются для обозначения разновидностей, содержащих группы SiO_4, SO_4, CO_3 и редкоземельные элементы; *дернит* и *левистонит* — апатиты, обогащенные щелочными элементами. Известны и другие разновидности.



Ф и г. 435. Структура (по Бьеверсу) и форма кристаллов апатита.

Теоретически апатит должен содержать 55,38% CaO, 42,06% P_2O_5, 1,25% F, 2,33%Cl и 0,56% H_2O при одинаковых атомных количествах F, Cl и OH. Некоторые апатиты могут содержать до 7,5% MnO (манганапатит).

Кристаллографическая характеристика. Гексагонально-дипирамидальный в. с. $C6_3/m$, a_0 = 9,36, 9,52, 9,40, 9,41 Å, c_0 = 6,88, 6,85, 6,93, 6,88 Å соответственно для разновидностей, содержащих F, Cl, OH и CO_3; Z = 2. В структуре апатита вдоль тройных осей вытягиваются атомы кальция, окруженные девятью атомами кислорода и связанные по бокам тетрагональными группами $[PO_4]$ с образованием сложных цепочек, параллельных оси *c*. Между такими цепочками имеются большие каналы, в которых каждый атом фтора, хлора или гидроксила окружен тремя дополнительными атомами кальция (фиг. 435). В структуре карбонат-апатита группы $CO_3(OH)$ замещают группы $[PO_4]$. Это вызывает искажение структуры и обусловливает повышенное двупреломление и, вероятно, моноклинную симметрию франколита. Апатит образует кристаллы самых различных размеров, от субмикроскопических до метровых, вытянутых по оси *c* (фиг. 436). Кристаллы эти преимущественно призматические со следующими формами: *m* {10$\bar{1}$0}, *a* {11$\bar{2}$0}, *c* {0001}, *r* {10$\bar{1}$2}, *x* {10$\bar{1}$1} и *s* {11$\bar{2}$1}, реже таблитчатые по {0001} с большим количеством граней, включая также *y* {20$\bar{2}$1}; *o* {31$\bar{4}$2}, *n* {3142}, *h* {21$\bar{3}$0}, *k* {41$\bar{5}$0} или другие призмы и дипирамиды третьего порядка. (10$\bar{1}$0) $\wedge$ (10$\bar{1}$1) = 49°41′, (0001) $\wedge$ (11$\bar{2}$1) = = 55°46′, (10$\bar{1}$1) $\wedge$ (01$\bar{1}$1) = 40°18′, (10$\bar{1}$0) $\wedge$ (10$\bar{1}$1) = 10°54′, (10$\bar{1}$0) $\wedge$ (21$\bar{3}$0) = = 19°6′. Встречается также в виде зернистых или массивных агрегатов. Скрытокристаллические землистые и почковидные образования, а также конкреции, которые иногда обладают тонко-волокнистой структурой, называются *фосфоритами*. Главный компонент их представлен франколитом или карбонат-апатитом, коллоидальную же разновидность называют *коллофаном* и другими синонимами (курскитом, сомбреритом, далитом и др.). Главные линии на рентгенограммах:



Фиг. 436. Апатит с горы Витоша, Болгария ($^4/_5$ натуральной величины).

Фторапатит 2,798(10) — 2,769(4) — 2,702(6) — 1,838(6) — 1,745(3) — 1,720(3)
Хлорапатит 2,764(10) — 2,308(4) — 1,954(6) — 1,840(6) — 1,809(3)
Франколит 2,789(10) — 2,694(6) — 2,622(3) — 1,931(3) — 1,836(3) — 1,420(2)
Ферморит 3,494(4) — 2,866(10) — 2,769(9) — 1,280(6) — 1,873(9) — 1,749(9)
Беловит 2,87(10) — 1,998(8) — 1,943(7) — 1,900(8) — 1,843(7) — 1,037(8)
Эллестадит 2,845(10) — 2,798(4) — 2,750(6) — 1,961(6) — 1,857(6) — 1,464(3)

Физические свойства. Спайность несовершенная по {0001}. Тв. 5. Уд. в. 3,18; несколько меньше он у гидроксилапатита и карбонат-апатита (2,9—3,1). Обычно апатит светло-зеленый до голубовато-зеленого, иногда голубой, фиолетовый или красный; разновидности, обогащенные марганцем, характеризуются темно-зеленой и сине-зеленой окраской. Показатели пре-

ломления изменяются от $n_o = 1{,}667$ и $n_e = 1{,}664$ (хлорапатит) до $n_o = 1{,}628$ и $n_e = 1{,}619$ (франколит). Оптически одноосный отрицательный, но иногда двуосный с величиной 2V до 20°. Многие апатиты флюоресцируют.

Нахождение. Апатит — самый распространенный фосфат в земной коре. Как акцессорный минерал он встречается почти во всех изверженных породах. В некоторых из них концентрация его настолько высока, что они представляют собой промышленные месторождения. Например, всемирно известное месторождение апатита на Кольском полуострове в СССР приурочено к щелочным магматическим породам. Апатит также типично пегматитовый минерал (фиг. 436); кроме того, он встречается в жилах альпийского типа в виде таблитчатых кристаллов с большим количеством граней. Наконец, фосфориты образуются при метасоматическом замещении известняков и доломитов под воздействием нисходящих растворов, а также при биохимических процессах в крупных водных бассейнах. К последнему типу относятся крупнейшие месторождения Марокко, Алжира, Туниса, США (Флорида, Айдахо, Вайоминг, Монтана и Юта) и СССР (Московская область [1]).

3. Группа монацита

В названную группу входят следующие фосфаты редкоземельных элементов: *ксенотим* $Y[PO_4]$, *черновит* $Y[AsO_4]$, *монацит* $(Ce, La)[PO_4]$, *вейншенкит* (чёрчит) $(Y, Er)[PO_4]\cdot 2H_2O$, и *рабдофанит* $(Ce, Y)[PO_4]\cdot H_2O$. Рабдофанит характеризуется гексагонально-трапецеэдрическим в. с. $P6_222$; встречается в виде белых или сероватых волокнистых агрегатов, $n_o = 1{,}654$, $n_e = 1{,}703$; уд. в. 3,97. Вейншенкит изоструктурен с гипсом, $P2/m$, образует снежно-белые вторичные корочки или радиальноволокнистые агрегаты; $n_g = 1{,}645$, $n_m = 1{,}608$; $n_p = 1{,}600$, $Np = b$; уд. в. 3,05; главные линии на рентгенограмме: 7,55(8) — 4,20(10) — 3,74(7) — 3,01(8) — 2,83(5) — 1,773(5).

Ксенотим $Y[PO_4]$. Название в переводе с греческого означает «чужая честь» в соответствии с тем, что иттрий в этом минерале был ошибочно принят за новый элемент. Содержит 61,40% $(Y, Er)_2O_3$ и 38,60% P_2O_5.

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $I4/amd$, $a_0 = 6{,}88$ Å, $c_0 = 6{,}03$ Å, $Z = 4$. Изоструктурен с цирконом, поэтому оба минерала имеют одинаковые формы кристаллов (фиг. 274). (100) $\wedge$ (101) = 48°48′, (211) $\wedge$ (121) = 32°43′. Главные линии на рентгенограмме: 3,343(8) — 1,749(10) — 1,703(8) — 1,422(9) — 1,286(7) — 1,233(8).

Физические свойства. Отчетливая спайность по {100}. Тв. 4—5. Уд. в. 4,4—5,1. Желтовато-коричневый, $n_o = 1{,}721$, $n_e = 1{,}816$. В проходящем свете бесцветный или бледно-желтый; в последнем случае слабо плеохроирует.

Нахождение. Ксенотим — распространенный акцессорный минерал в кислых и щелочных изверженных горных породах, а также в метаморфических породах (гнейсах). Большие кристаллы встречаются в пегматитах. Тесно ассоциирует с монацитом.

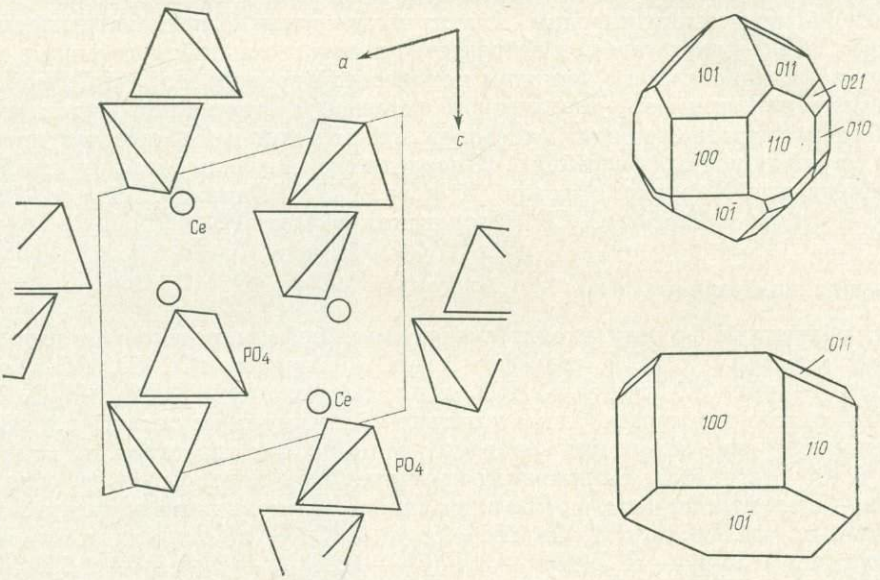
Монацит $(Ce, La, Y, Th)[PO_4]$. Название в переводе с греческого означает «одинокий», так как в первых месторождениях его обнаруживали редко. Содержит 20—30% Ce_2O_3, 30—40% $(La, Nd)_2O_3$, до 5% Y_2O_3, до 12% ThO_2 и примерно 30% P_2O_5. *Чералит* (TR, Th, Ca, U)(P, Si)O_4 представляет собой обогащенную кремнием разновидность монацита.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/n$, $a_0 = 6{,}78$ Å, $b_0 = 6{,}99$ Å, $c_0 = 6{,}445$ Å, $\beta = 76°22'$, $Z = 4$. Обычно образует клиновидные или изометричные кристаллы (фиг. 437) со следующими глав-

[1] Выдающиеся месторождения осадочных фосфоритов известны в хребте Каратау в Казахстане и на севере Монголии.— *Прим. ред.*

ными формами: *a* {100}, *b* {010}, *m* {110}, *x* {$\bar{1}$01}, *e* {011}, *u* {021}, *w* {101}, *v* {$\bar{1}$11} и *z* {311}. (010) $\wedge$ (110) = 46°43′. (100) $\wedge$ (101) = 39°18′, (100) $\wedge$ $\wedge$ (10$\bar{1}$) = 53°38′, (101) $\wedge$ ($\bar{1}$11) = 94°15′. Часто сдвойникован по {100}, иногда встречаются крестообразные двойники. Главные линии на рентгенограмме: 4,17(6) — 3,31(7) — 3,09(10) — 2,88(7) — 2,139(6) — 1,746(6).

Физические свойства. Отчетливая спайность по {100}. Тв. 5—5,5. Уд. в. 5,1. Подобно ксенотиму, имеет желтоватую до красновато-коричневой



Фиг. 437. Схема структуры и форма кристаллов монацита.

окраску; блеск смолистый и восковой. $n_g = 1{,}844$, $n_m = 1{,}791$, $n_p = 1{,}790$, $Np = b$, $c \wedge Ng = 2 \div 6°$, $(+)2V = 11 \div 15°$. В проходящем свете обычно бесцветный или желтоватый.

Нахождение. Аналогично ксенотиму и циркону монацит — характерный акцессорный минерал кислых магматических и метаморфических пород. При выветривании последних он освобождается и накапливается в россыпях в промышленных масштабах. Относительно крупные кристаллы монацита обнаружены в пегматитах, генетически связанных с гранитами и сиенитами, в ассоциации с цирконом, ксенотимом, апатитом, колумбитом и другими минералами. Хорошо известны его находки в пегматитах Мадагаскара; в Арендале, Хиттерё и других местах в Норвегии; Миассе в Ильменских горах, СССР, а также россыпи Минас-Жераис в Бразилии и Траванкор в Индии.

4. Группа россита

К данной группе относятся только ванадаты кальция, большинство которых во многом сходно с окислами группы монтрозеита.

		Уд. в.	n_g	n_p
Пинтадоит	$CaH[VO_4]\cdot 4H_2O$	?	?	?
Россит	$CaV_2O_6\cdot 4H_2O$	2,45	1,840	1,710
Метароссит	$CaV_2O_6\cdot 2H_2O$	?	1,85	—
Дельриоит	$CaSrV_2O_6(OH)_2\cdot 2H_2O$	3,1	1,866	1,783
Шервудит	$Ca_3V_8O_{22}\cdot 15H_2O$	2,8	1,765	1,735
Паскоит	$Ca_3V_{10}O_{28}\cdot 16H_2O$	1,87	1,825	1,775
Симплотит	$CaV_4O_9\cdot 5H_2O$	2,64	1,769	1,705
Хьюэттит	$CaV_6O_{16}\cdot 9H_2O$	2,55	2,35	1,77

Метахьюэттит	$CaV_6O_{16}\cdot 3H_2O$	2,51	2,23	1,70
Меланованадит	$Ca_2V_{10}O_{25}\cdot 7H_2O$	3,48	1,98	1,73
Фернандинит	$CaV_{12}O_{30}\cdot 4H_2O$	?	?	?
Синкозит	$Ca(VO)_2[PO_4]_2\cdot 5H_2O$	2,84	1,680	1,655
Грантсит	$Na_4CaV_{12}O_{32}\cdot 8H_2O$	2,94	2,0	1,82
Гендерсонит	$Ca_2V^{4+}V^{5+}_8O_{24}\cdot 8H_2O$	2,81	2,01	2,00

Синкозит и шервудит тетрагональные, причем второй относится к пр. гр. *I4/amd*, россит, метароссит и меланованадит триклинные, все остальные минералы группы моноклинные (паскоит, симплотит, хьюэттит и метахьюэттит) или ромбические (гендерсонит). Симплотит и меланованадит характеризуются совершенной спайностью по {010}, Тв. ~2,5. Шервудит и меланованадит черные и голубовато-черные, другие минералы группы желтые, желто-зеленые, зеленые и красные (хьюэттит и метахьюэттит). Метароссит оптически положительный, остальные — оптически отрицательные.
Главные линии на рентгенограммах:

Дельриоит 6,5(10) — 4,95(8) — 3,55(5) — 3,45(8) — 3,04(5) — 2,69(5)
Шервудит 12,3(10) — 10,0(10) — 9,3(8) — 4,65(3) — 2,61(5) — 2,10(5)
Грантсит 12,4(8) — 8,7(10) — 4,34(5) — 3,607(5) — 2,715(5) — 2,240(5)
Гендерсонит 9,45(10) — 4,70(2) — 3,237(1) — 3,213(1) — 3,113(4) — 2,788(1)

II. ДВОЙНЫЕ ФОСФАТЫ И АРСЕНАТЫ

1. Группа оверита

В состав группы входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Тавистоккит	$Ca_3Al_2[PO_4]_3(OH)_3$	?	1,544	1,522
Дависонит	$Ca_3Al[PO_4]_2(OH)_3\cdot H_2O$	2,85	1,601	1,591
Монтгомерит	$Ca_4Al_5[PO_4]_6(OH)_5\cdot 11H_2O$	2,53	1,582	1,572
Оверит	$Ca_3Al_8[PO_4]_8(OH)_6\cdot 15H_2O$	2,53	1,580	1,568
Рошерит	$(Ca, Mn, Fe)_2Al[PO_4]_2(OH)\cdot 2H_2O$	2,92	1,643	1,624
Ежекит (моринит)	$Na_4CaAl_2[PO_4]_2(OH, F)_8O_2$	2,94	1,562	1,551
Лакруаит	$Na_4Ca_2Al_3[PO_4]_3(OH, F)_8$	3,13	1,565	1,545
Миллисит	$NaCaAl_6[PO_4]_4(OH)_9\cdot 3H_2O$	2,83	1,602	1,584
Лехиит	$(Na, K)_2Ca_5Al_8[PO_4]_8(OH)_{12}\cdot 6H_2O$	2,89	1,629	1,600
Энглишит	$K_2Ca_4Al_8[PO_4]_8(OH)_{10}\cdot 9H_2O$	2,65	1,572	1,570
Палермоит	$Li_2SrAl_4[PO_4]_4(OH)_4$	3,22	1,644	1,627
Бертоссаит	$Li_2CaAl_4[PO_4]_4(OH, F)_4$	3,10	1,642	1,624
Бёггильдит	$Na_2Sr_2Al_2[PO_4]F_9$	3,66	1,47	1,46
Визеит	$Na_2Ca_{10}(Al_{20}Si_6P_{10}H_{36})O_{96}\cdot 16H_2O$	2,2	1,53	—

Эти минералы обычно встречаются в виде белых, сероватых и коричневатых корочек с радиальноволокнистым строением или в виде листоватых агрегатов. Они ассоциируют с варисцитом на хорошо известном месторождении Фэрфилд в штате Юта. Миллисит, вероятно, тетрагональный, оверит ромбический, остальные — моноклинные. Все минералы рассматриваемой группы, кроме рошерита и палермоита, характеризуются совершенной спайностью в одном направлении (по пинакоиду). Тв. 4—5,5. Энглишит отличается слюдоподобной спайностью по {001} и тв. 3. Тавистоккит и миллисит оптически положительные, все остальные оптически отрицательные. Главные линии на рентгенограммах:

Энглишит 9,3(10) — 5,8(5) — 3,03(5) — 2,86(7) — 2,73(5) — 1,72(6)
Миллисит 4,84(10) — 4,796(10) — 4,732(10) — 2,979(10) — 2,840(5) — 2,813(8)
Визеит 5,68(4) — 3,46(5) — 2,92(10) — 1,740(6) — 1,155(2)
Палермоит 4,36(6) — 3,32(5) — 3,13(6) — 3,09(10) — 2,905(5)
Бертоссаит 3,056(10) — 3,286(7) — 3,104(7) — 2,872(6) — 2,414(6)

2. Группа гояцита

К группе гояцита относятся следующие тригональные фосфаты:

		Уд. в	n_e	n_o
Крандаллит	$CaAl_3[PO_4]_2(OH)_5 \cdot H_2O$	2,78	1,623	1,618
Дельтаит	$Ca(Al_2, Ca)[PO_4]_2(OH)_4 \cdot H_2O$	2,95	1,650	1,641
Гояцит	$SrAl_3[PO_4]_2(OH)_5 \cdot H_2O$	3,26	1,639	1,629
Горсейксит	$BaAl_3[PO_4]_2(OH)_5H_2O$	3,18	1,625	?
Флоренсит	$CeAl_3[PO_4]_2(OH)_6$	3,59	1,705	1,695
Сванбергит	$SrAl_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	3,22	1,646	1,631
Вудхаузеит	$CaAl_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	3,01	1,647	1,636

Первые два минерала характеризуются дитригонально-пирамидальным в. с. $R3m$, а остальные - дитригонально-скаленоэдрическим в. с. $R\bar{3}m$. Встречаются в виде маленьких псевдокубических ромбоэдрических кристаллов с совершенной спайностью по {0001}. Минералы обычно белые, желтоватые или желтовато-коричневые. Тв. 5—6. По форме кристаллов и совершенной спайности по {0001} с ними сходен *гематолит* $(Mn, Mg)_4Al[AsO_4](OH)_8$, который является, вероятно, ромбоэдрическим $R\bar{3}$. Для него характерен красновато-коричневый и черный цвет, тв. 3,5, уд. в. 3,49. $n_o = 1{,}733$, $n_e = 1{,}714$. Главные линии на рентгенограммах: 6,12(8)—5,20(5) — 4,14(8) — 2,39(10) — 1,88(4) — 1,56(9) (гематолит); 4,86 (2) — 3,49 (2) — 2,98(5) — 2,95(10) — 1,895(3) — 1,755(2) (крандаллит); 2,96(10) — 2,18(9) — 1,905(9) — 1,754(9) — 1,452(8) — 1,287(8) (сванбергит).

Минералы группы гояцита представляют собой продукты изменения первичных фосфатов в пегматитах и гипергенных месторождениях.

3. Группа файрфилдита — роселита

В названную группу входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Файрфилдит	$Ca_2(Mn, Fe)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	3,08	1,654	1,636
Месселит	$Ca_2(Fe, Mn)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	3,16	1,676	1,653
Коллинсит	$Ca_2(Mg, Fe)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	2,99	1,657	1,632
Кассидиит	$Ca_2(Ni, Mg)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	3,15	1,675	1,645
Анапаит	$Ca_2Fe[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$	2,81	1,649	1,602
Роселит	$Ca_2(Co, Mg)[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$	3,65	1,719	1,694
Арсенат-беловит	$Ca_2Mg[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$	3,50	1,700	1,687
Брандит	$Ca_2Mn[AsO_4]_2 \cdot 2H_2O$	3,67	1,724	1,709
Пикрофармаколит	$(Ca, Mg)_3[AsO_4]_2 \cdot 6H_2O$	2,58	1,640	1,631

Минералы первой группы триклинные ($P\bar{1}$), а минералы второй подгруппы моноклинные ($P2_1/c$). Обычно встречаются в виде белых, коричневых и розовых листоватых агрегатов, некоторые из них похожи на гипс. Все они обладают совершенной спайностью; минералы подгруппы файрфилдита по {001} и минералы подгруппы роселита по {010}. Тв. 3,5. Оптически положительные. Главные линии на рентгенограммах: 3,11 — 2,73 — 3,66 — 2,07 — 1,79 — 6,32 (роселит); 3,06 — 2,77 — 1,89 — 1,86 — 3,20 — 2,16 (арсенат-беловит); 2,70(10) — 3,02(9) — 2,67(8) — 3,23(7) — 3,13(6) — 1,66(4) (кассидиита). Встречаются как продукты выветривания первичных фосфатов пегматитовых жил и других минералов сульфидных месторождений, при этом анапаит часто наблюдается в осадочных железорудных месторождениях.

4. Группа берцелиита — тилазита

К данной группе относятся:

		Уд. в.	n_g	n	n_p
Берцелиит	$(Ca, Na)_3(Mg, Mn)_2[AsO_4]_3$	4,08		1,71	
Mn-берцелиит	$(Ca, Na)_3(Mn, Mg)_2[AsO_4]_3$	4,46		1,79	
Грифит	$(Ca, Na)_3Mn_2[PO_4]_3(OH, F)_2$	3,40		1,65	
Тилазит	$CaMg[AsO_4]F$	3,77	1,675		1,640
Аделит	$CaMg[AsO_4](OH)$	3,73	1,731		1,712
Исокит	$CaMg[PO_4]F$	3,27	1,615		1,590
Брианит	$Na_2CaMg[PO_4]_2$	3,17	1,608		1,598
Панетит	$(Na, Ca)(Mg, Fe)[PO_4]$	2,99	1,579		1,567
Станфилдит	$Ca_4(Mg, Fe)_5[PO_4]_6$	3,15	1,631		1,619
Талмессит	$Ca_2(Mg, Ba, Ni)H_2[AsO_4]_2(OH)_2$	3,42	1,69		1,68
Сантафеит	$Na_2Mn_3(Mn, Ca, Sr)(V, As)O_{28}\cdot 8H_2O$	3,38	—		2,01

Минералы подгруппы берцелиита характеризуются гексоктаэдрическим в. с. $Ia3d$, они изоструктурны с гранатами и, как правило, образуют плотные массы или отдельные зерна медово-желтого и коричневого цвета. Тилазит и исокит моноклинные ($C2/c$), изоструктурны со сфеном; аделит и сантафеит ромбические ($P2_12_12_1$ и $C222_1$ соответственно); остальные — моноклинные. Минералы подгруппы тилазита бесцветные, серые или зеленоватые. Тв. ~5 для минералов обеих подгрупп. Главные линии на рентгенограммах:

Берцелиит 3,084(10) — 2,757(10) — 1,711(9) — 1,648(10) — 1,349(10) — 1,148(10)
Тилазит 3,246(10) — 3,071(10) — 2,684(10) — 2,267(8) — 1,743(9) — 1,688(9)
Исокит 3,18(8) — 3,02(10) — 2,787(5) — 2,629(7) — 2,590(6) — 3,302(4)
Талмессит 5,03(8) — 3,57(8) — 3,10(10) — 3,07(10) — 2,77(9) — 1,71(7)
Сантафеит 14,88(10) — 7,47(5) — 2,788(4) — 2,702(5) — 2,608(3) — 1,667(4)
Брианит 2,625(10) — 3,734(9) — 2,679(9) — 1,875(9) — 1,718(8)
Панетит 3,01(10) — 2,710(7) — 5,1(6) — 3,24(5) — 2,749(5)
Станфилдит 2,817(10) — 3,747(8) — 2,505(8) — 3,845(6) — 8,31(5)

5. Группа ксантоксенита

Названная группа включает следующие минералы: *ксантоксенит* $Ca_2Fe[PO_4]_2(OH)\cdot 1{,}5H_2O$, *арсениосидерит* $Ca_3Fe_2[AsO_4]_4(OH)_4\cdot 4H_2O$, *стенхуггарит* $CaFeSbAs_2O_7$, *дюссертит* $BaFe_3[AsO_4]_2(OH)_5\cdot H_2O$ и ряд железо-кальциевых фосфатов, похожих на ксантоксенит, которые называются *митридатит*, *фушерит*, *борикит*, *кальциоферрит*, *юконит* и др. Все они встречаются в виде корочек или землистых масс желтого и зеленого цвета. Тв. 2,5—3,5. Уд. в. 2,5—2,8 (арсениосидерит 3,60, дюссертит 3,75, стенхуггарит 4,63). Ксантоксенит оптически двуосный отрицательный, $n_g = 1{,}724$, $n_m = 1{,}715$, $n_p = 1{,}704$; дюссертит и арсениосидерит оптически одноосные отрицательные, $n \sim 1{,}86$. Главные линии на рентгенограммах:

Ксантоксенит 6,24(5) — 3,48(7) — 3,22(8) — 3,05(10) — 2,73(9) — 2,23(6)
Арсениосидерит 8,95(10) — 2,953(8) — 2,502(9) — 1,693(8) — 1,486(10) — 1,108(10)
Дюссертит 3,107(10) — 2,004(7) — 1,849(7) — 1,720(5) — 1,563(5) — 1,533(5)
Стенхуггарит 2,985(10) — 1,845(4) — 2,548(3) — 1,544(3) — 5,92(3)

Названные выше минералы представляют собой продукты выветривания в сульфидных и других типах железорудных месторождений.

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

I. ПРОСТЫЕ ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ И ВАНАДАТЫ

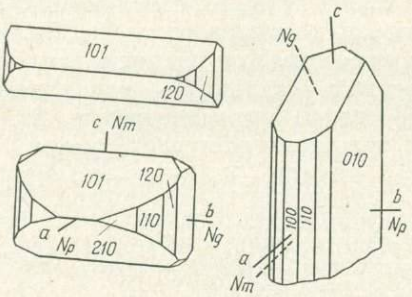
1. Группа тарбуттита — адамина

Эта группа представлена преимущественно фосфатами и арсенатами цинка:

		Уд. в.	n_g	n_p
Тарбуттит	$Zn_2[PO_4](OH)$	4,12	1,713	1,660
Фосфофиллит	$Zn_2(Fe, Mn)[PO_4]_2\cdot 4H_2O$	3,08	1,616	1,595
Гопеит	$Zn_3[PO_4]_2\cdot 4H_2O$	3,05	1,599	1,589
Парагопеит	$Zn_3[PO_4]_2\cdot 4H_2O$	3,31	1,637	1,614

Весцелиит	$(Cu, Zn)_3[PO_4](OH)_3 \cdot 2H_2O$	3,42	1,695	1,640
Спенсерит	$Zn_4[PO_4]_2(OH)_2 \cdot 3H_2O$	3,14	1,606	1,586
Адамин	$Zn_2[AsO_4](OH)$	4,43	1,763	1,722
Парадамин	$Zn_2[AsO_4](OH)$	4,55	1,780	1,726
Рейнерит	$Zn_3[AsO_3]_2$	4,27	1,82	1,74
Леграндит	$Zn_2[AsO_4](OH) \cdot H_2O$	4,01	1,735	1,675
Кёттигит	$Zn_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,33	1,671	1,622
Эритрин	$Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,06	1,699	1,626
Аннабергит	$Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,07	1,687	1,622
Ксантосит	$Ni_3[AsO_4]_2$	5,34	—	—
Эругит	$Ni_9As_3O_{16}$	—	—	—
Форбезит	$(Ni, Co)H[AsO_4] \cdot 3—4H_2O$	3,13	?	?
Хлорофёницит	$(Zn, Mn)_5[AsO_4](OH)_7$	3,46	1,697	1,682

Тарбуттит, парагопеит и парадамин триклинные, гопеит и адамин ромбические (*Pnma* и *Pnnm* соответственно), остальные — моноклинные, при

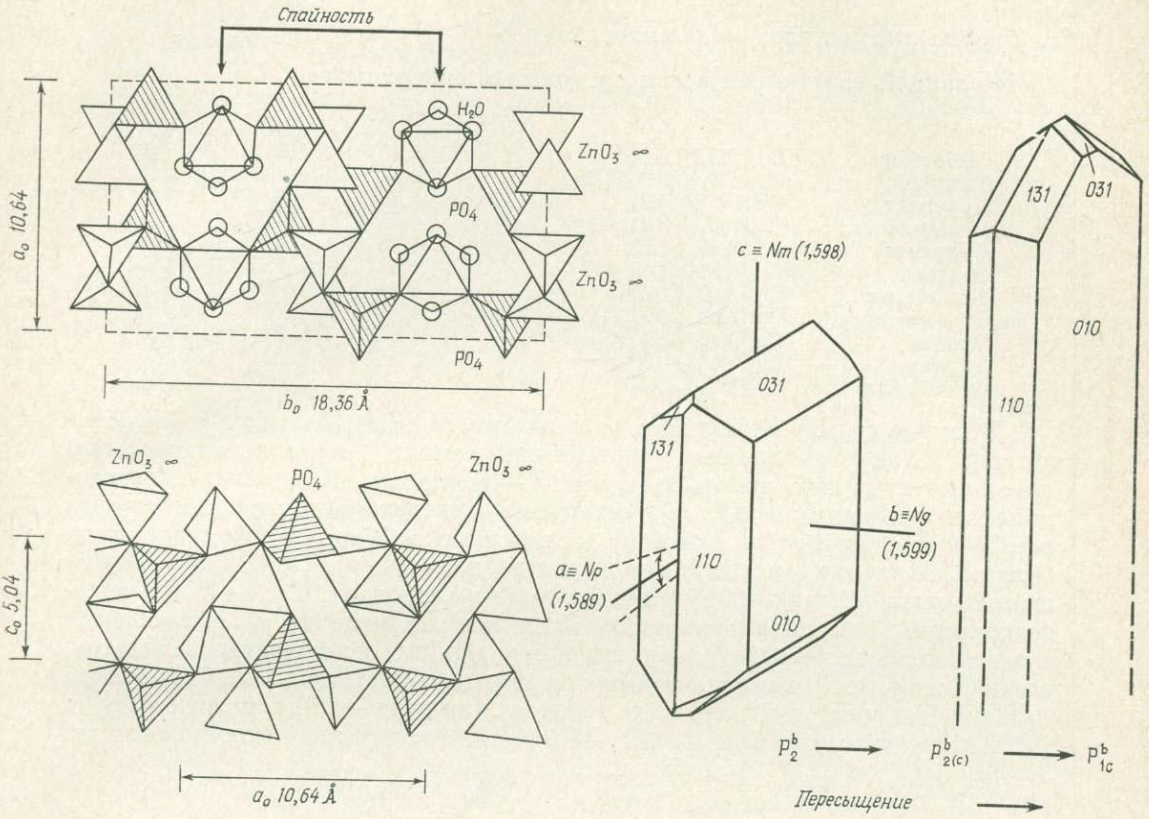


Ф и г. 438. Форма кристаллов адамина (слева) и эритрина (справа) с соответствующей оптической ориентировкой.

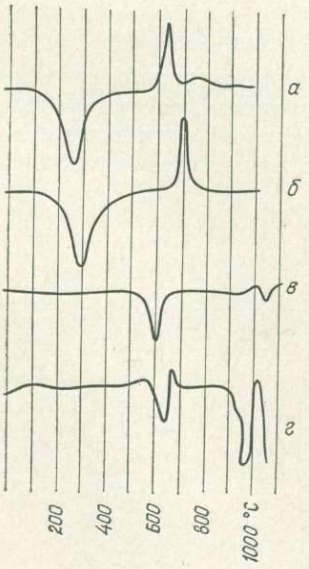
этом минералы типа эритрина изоструктурны с вивианитом ($C2/m$). Обычно встречаются в виде мельчайших кристалликов (фиг. 438), корочек или радиальнолучистых агрегатов бесцветных, белых или светлоокрашенных; цинковые минералы зеленоватые или розовые, никелевые — зеленые, а эритрин — малиновый [«эритрос» в переводе с греческого красный.— *Перев.*], весцелиит — от голубовато-зеленого до синего благодаря присутствию меди. Совершенная спайность по {010} отмечается у тарбуттита, гопеита (фиг. 439), парагопеита, кёттигита, эритрина и аннабергита. Спенсерит и фосфофиллит характеризуются совершенной спайностью по {100}. Парагопеит и весцелиит оптически положительные, все остальные фосфаты описываемой группы оптически отрицательные. Среди арсенатов только парадамин и хлорофёницит отрицательные, остальные минералы положительные. Известна также магниевая разновидность хлорофёницита, *магно-хлорофёницит* $(Mg, Mn)_5[AsO_4](OH)_7$, которая оптически положительна. Между эритрином и аннабергитом существует непрерывный изоморфный ряд. Тв. ~ 3,5 (ряд эритрина ~ 2, леграндита ~ 5). Главные линии на рентгенограммах:

Гопеит 3,47(8) — 2,85(10) — 2,63(8) — 2,52(8) — 1,94(9) — 1,82(8)
Адамин 4,90(8) — 2,965(9) — 2,686(9) — 2,451(10) — 1,603(10) — 1,581(9)
Парадамин 6,33—3,71—2,99—2,84—2,49
Рейнерит 3,995(10) — 3,203(8) — 2,644(8) — 1,440(8) — 1,436(8) — 1,380(6)
Кёттигит 4,60(8) — 3,25(10) — 2,79(9) — 2,16(8) — 1,83(8) — 1,62(8)
Эритрин 6,85(7) — 3,23(9) — 3,01(10) — 2,729(8) — 2,319(7) — 1,485(6)
Аннабергит 3,19(10) — 2,998(9) — 1,680(8) — 1,649(8) — 1,557(9) — 1,336(7)
Леграндит 4,06—3,09—2,615—2,222—1,547—1,417 (все 10)

Минералы этой группы представляют собой типичные продукты выветривания. Они образуются в зоне окисления месторождений, содержащих сульфиды цинка, а также арсениды кобальта и никеля. Эритрин и особенно аннабергит являются индикаторами кобальтовых и никелевых руд. Ксантосит и эругит образуются при дегидратации аннабергита; они обнаружены на руднике Саут-Террас в Корнуолле. Кривые ДТА названных выше минералов приведены на фиг. 440.



Ф и г. 439. Структура (по Гамидову, Головачеву, Мамедову, Белову) и форма кристаллов гопеита.



Ф и г. 440. Кривые ДТА эритрина (*а*), аннабергита (*б*), адамина (*в*) и оливенита (*г*) (вертикальные линии 0—1100° С).

2. *Группа либетенита — оливенита*

К данной группе относятся следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Либетенит	$Cu_2[PO_4](OH)$	3,93	1,787	1,701
Тагилит	$Cu_2[PO_4](OH)\cdot H_2O$	3,5	1,820	1,685
Корнетит	$Cu_3[PO_4](OH)_3$	4,10	1,82	1,765
Псевдомалахит	$Cu_5[PO_4]_2(OH)_4\cdot H_2O$	4,35	1,862	1,785
Оливенит	$Cu_2[AsO_4](OH)$	4,46	1,863	1,772
Эвхроит	$Cu_2[AsO_4](OH)\cdot 3H_2O$	3,44	1,733	1,695
Клиноклаз	$Cu_3[AsO_4](OH)_3$	4,38	1,896	1,756
Страшимирит	$Cu_4[AsO_4]_2(OH)_2\cdot 2{,}5H_2O$	3,81	1,747	1,726
Эринит	$Cu_5[AsO_4]_2(OH)_4$	4,04	1,88	1,820
Туранит	$Cu_5[VO_4]_2(OH)_4$	5,55	2,02	2,00
Фольбортит	$Cu_3[VO_4]_2\cdot 3H_2O$	—	2,04	—

В эту же группу входит *магнуссонит* $(Mn, Mg, Cu)_5[AsO_4]_3(OH, Cl)$ образующий зеленые кубические кристаллики. Эринит (синоним: *корнваллит*) имеет еще и другую диморфную форму — *корнубит*. Клиноклаз и псевдомалахит моноклинные ($P2_1/a$), остальные минералы описываемой группы ромбические, при этом оливенит и либетенит изоструктурны с адамином ($Pnnm$), а эвхроит относится к ромбо-тетраэдрическому в. с. $P2_12_12_1$. Совершенной спайностью по {001} обладает только клиноклаз. Тв. 4—5; для водосодержащих минералов и оливенита она несколько ниже (тв. 3). Встречаются в виде маленьких кристалликов или сфероидальных почковидных агрегатов, а также корочек с волокнистой текстурой; цвет оливково-зеленый (отсюда название оливенит) до голубовато-зеленого или голубого (корнетит). Кривая ДТА оливенита приведена на фиг. 440. Главные линии на рентгенограммах:

Либетенит 5,85(9) — 4,81(10) — 2,917(9) — 2,710(10) — 1,579(5) — 1,451(7)
Корнетит 5,07(6) — 4,29(9) — 3,68(7) — 3,17(8) — 3,04(10) — 2,06(7)
Псевдомалахит 4,48(10) — 3,46(5) — 2,42(6) — 2,39(8) — 2,23(5) — 1,728(5)
Оливенит 4,82(9) — 2,98(10) — 2,65(6) — 2,47(7) — 2,39(7) — 1,575(6)
Эвхроит 7,17(8) — 5,17(8) — 4,95(6) — 3,65(6) — 2,89(6) — 2,79(10)
Клиноклаз 4,3(6) — 3,55(10) — 3,13(8) — 2,53(4) — 2,30(5) — 2,05(5)
Эринит 4,60(8) — 3,53(9) — 3,22(10) — 3,10(9) — 2,478(8) — 2,414(9)
Корнубит 4,72(10) — 3,49(8) — 2,87(7) — 2,69(9) — 2,56(10) — 2,489(10)
Магнуссонит 8,01(2) — 4,02(2) — 3,12(3) — 2,85(10) — 2,47(3) — 1,74(2)
Фольбортит 7,17(10) — 3,00(2) — 2,887(2) — 2,563(3) — 2,385(3)

Минералы описываемой группы встречаются в тесной ассоциации друг с другом и представляют собой продукты выветривания сульфидных месторождений меди. Псевдомалахит, оливенит и эвхроит оптически положительные, все остальные оптически отрицательные, при этом магнуссонит изотропный.

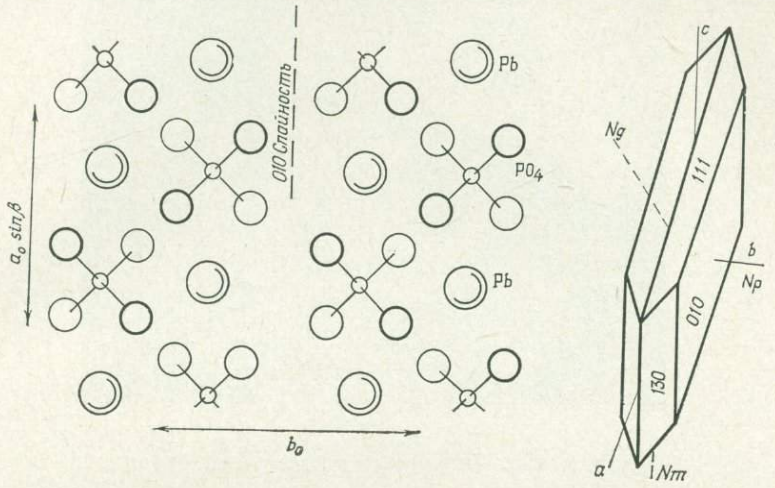
3. *Группа пироморфита*

К главным минералам группы относятся *пироморфит* $Pb_5[PO_4]_3Cl$, *миметезит* $Pb_5[AsO_4]_3Cl$ и *ванадинит* $Pb_5[VO_4]_3Cl$; кроме того, в эту же группу входят следующие арсенаты свинца:

		Уд. в.
Шультенит	$PbH[AsO_4]$	5,94
Джорджиадезит	$Pb_3[AsO_4]Cl_3$	7,1
Салинит	$Pb_{14}[AsO_4]_2O_9Cl_4$	7,95
Экдемит	$Pb_6As_2O_7Cl_4$	7,14
Гелиофиллит	$Pb_6As_2O_7Cl_4$	6,89
Финнеманит	$Pb_5[AsO_3]_3Cl$	7,26

Экдемит тетрагональный, диморфен с гелиофиллитом, который является ромбическим псевдотетрагональным; финнеманит характеризуется гексаго-

нально-бипирамидальным в. с. так же как пироморфит, миметезит и ванадинит; остальные минералы моноклинные. Шультенит образует гипсоподобные кристаллы с отчетливой спайностью по {010}, соответствующей ослабленному направлению в его структуре (фиг. 441). Салинит обладает совершенной спай-



Ф и г. 441. Структура и форма кристаллов шультенита (по Кларингбуллу).

ностью по {010}, гелиофиллит — по {011}. Тв. ~ 2,5. Показатели преломления высокие (1,9—2,3). Шультенит и джорджиадезит оптически положительные, другие — отрицательные. Главные линии на рентгенограмме шультенита: 3,35(10) — 3,13(9) — 2,19(7) — 1,95(8) — 1,778(8) — 1,546(7).

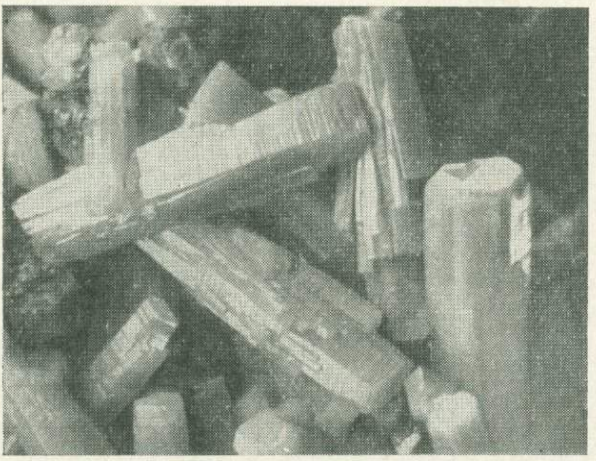
Пироморфит $Pb_5[PO_4]_3Cl$.

Миметезит $Pb_5[AsO_4]_3Cl$.

Ванадинит $Pb_5[VO_4]_3Cl$. Название пироморфит имеет греческое происхождение, оно означает «огонь» и «форма» соответственно тому, что при плавлении пироморфита образуются шарики, которые, охлаждаясь, приобретают форму кристаллов. Миметезит («подражатель») назван по его сходству с пироморфитом, ванадинит — по своему составу. *Кампилит* («искривленный») представляет собой пироморфит — миметезит в виде кристаллов с бочонковидной формой. *Гедифан*, отличающийся сильным блеском [«еди-фанес» в переводе с греческого означает «изумительно яркий».— *Перев.*],— это кальциевый миметезит, содержащий до 15% CaO. Теоретический состав пироморфита: 82,0% PbO, 15,4% P_2O_5 и 2,6% Cl. Природные пироморфиты всегда содержат As_2O_5, и, таким образом, являются переходными к миметезиту, в состав которого входят 74,58% PbO, 23,17% As_2O_5 и 2,39% Cl. Ванадинит содержит 78,8% PbO, 19,26% V_2O_5 и 2,50% Cl, при этом до 6% V_2O_5 может замещаться As_2O_5; реже замещается половина всего количества V_2O_5 (*эндлихит*).

Кристаллографическая характеристика. Гексагонально-дипирамидальный в. с. $C6_3/m$, изоструктурен с апатитом; a_0 равно 9,95, 10,24, 10,31 Å, c_0 равно 7,31, 7,43, 7,43Å соответственно для пироморфита, миметезита и ванадинита, $Z = 2$. Известен также моноклинный миметезит ($P2_1/b$), $a_0 = b_0/2 = 10{,}24$ Å, $c_0 = 7{,}45$ Å, $\gamma = 120°$; эта пространственная группа соответствует подгруппе апатита ($P6_3$), в которой ось симметрии 6_3 становится осью 2_1. Кристаллы представляют собой, как правило, простые комбинации гексагональной призмы $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоида {0001}, реже—дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$ и других форм (фиг. 442). $(10\bar{1}1) \wedge (0001) = 40°22'$ (пироморфит),

39°50′ (миметезит), 39°26′ (ванадинит). Кроме того, эти минералы образуют игольчатые кристаллы, а также почковидные, сфероидальные и зернистые



Фиг. 442. Пироморфит из восточных Родоп.

агрегаты. Главные линии на рентгенограммах:

Пироморфит 2,92(10) — 1,520(9) — 1,486(9) — 1,318(7) — 1,292(9) — 1,268(9)
Миметезит 3,05(10) — 3,001(10) — 1,983(8) — 1,563(9) — 1,544(9) — 1,069(9)
Ванадинит 2,958(10) — 2,091(8) — 1,976(7) — 1,888(8) — 1,190(8) — 1,043(8)

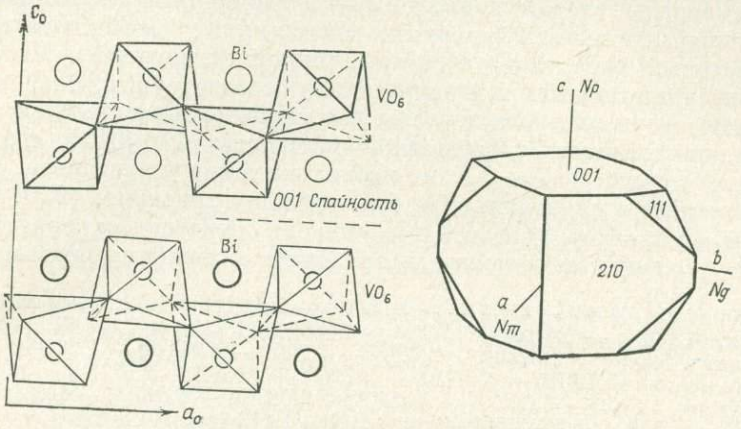
Физические свойства. Спайность отсутствует. Тв. 3,5—4 (ванадинит 2,5—3). Уд. в. 7,04 (пироморфит), 7,24 (миметезит), 6,88 (ванадинит), для кальциевых разновидностей меньше. Цвет восково-желтый, желтый, оранжево-красный, коричневато-красный, зеленый, редко белый. Блеск смолистый и алмазный. $n_o = 2{,}058 - 2{,}147 - 2{,}416$; $n_e = 2{,}048 - 2{,}058 - 2{,}350$ соответственно для пироморфита, миметезита и ванадинита. Оптически одноосные отрицательные; разновидности, обогащенные мышьяком, иногда двуосные с величиной 2V до 42°.

Нахождение. Подобно другим фосфатам, арсенатам и ванадатам свинца, пироморфит, миметезит и ванадинит образуются при выветривании первичных сульфидных месторождений свинца. Пироморфит наиболее распространен. Фосфор и ванадий, необходимые для формирования описываемых минералов, выщелачиваются из несульфидных минералов (фосфор преимущественно из апатита), тогда как источником мышьяка являются окисляющиеся арсениды. Пироморфит, миметезит и ванадинит тесно ассоциируют с такими минералами, как вульфенит, англезит, гемиморфит, смитсонит, малахит, гинсдалит и др. Хорошо известные месторождения ванадинита Брокен-Хилл, Замбия, и в районе Отави, Юго-Западная Африка, разрабатываются для получения ванадиевого сырья.

4. Группа пухерита

Известны три висмутовых минерала, относящихся к этой группе: *рузвельтит* $Bi[AsO_4]$, *ателестит* $Bi_2[AsO_4](O, OH)_2$ и *пухерит* $Bi[VO_4]$. Первый встречается только в виде сероватых корочек в оловоносных жилах в Потоси, Боливия. Он характеризуется тв. 4—4,5 и уд. в. 6,86. Ателестит образует мельчайшие желтые кристаллики, напоминающие кристаллики монацита, тв. 4,5—5, уд. в. 6,82; $n \sim 2{,}15$, $(+)2V = 44°$. Пухерит относится к ромбо-

бипирамидальному в. с. *Pnca*, $a_0 = 5{,}33$ Å, $b_0 = 5{,}06$ Å, $c_0 = 12{,}02$ Å, встречается в виде красноватых и желтовато-коричневых таблитчатых кристалликов, тв. 4, уд. в. 6,57. В его структуре (фиг. 443) ионы висмута и ванадия расположены слоями, чем и объясняется совершенная спайность по {001},



Фиг. 443. Структура и форма кристаллов пухерита.

следующее соотношение величин показателей преломления: $n_p = 2{,}41$, $n_m = 2{,}50$, $n_g = 2{,}51$, $Np = c$, $Nm = a$, $Ng = b$ и оптически отрицательный характер, $(-)2V \sim 19°$. Каждый ион ванадия окружен четырьмя ионами кислорода, которые находятся примерно на равных расстояниях от ванадия, и двумя другими, которые находятся на несколько большем расстоянии. В результате возникает координация, переходная от четверной к шестерной (фиг. 443). Главные линии на рентгенограммах:

Рузвельтит 3,28(10) — 3,20(9) — 3,11(9) — 1,98(8) — 1,682(5) — 1,576(7)
Ателестит 3,234(10) — 3,115(7) — 2,720(7) — 2,200(6) — 2,033(6) — 1,641(6)
Пухерит 4,23—3,23—2,71—2,094—2,010—1,663—1,510—1,448 (все 10)

Эти минералы встречаются в ассоциации с висмутином.

II. ДВОЙНЫЕ ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ И ВАНАДАТЫ

1. Группа аустинита — деклуазита

В указанную группу входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Аустинит	$CaZn[AsO_4](OH)$	4,13	1,783	1,759
Конихальцит	$CaCu[AsO_4](OH)$	4,33	1,815	1,780
Дюфтит	$PbCu[AsO_4](OH)$	6,98	2,08	2,03
Деклуазит	$PbZn[VO_4](OH)$	6,2	2,35	2,185
Моттрамит	$PbCu[VO_4](OH)$	5,9	2,32	2,17
Пиробелонит	$PbMn[VO_4](OH)$	5,38	2,37	2,32
Тангеит	$CaCu[VO_4](OH)$	3,9	?	?
Карминит	$PbFe_2[AsO_4]_2(OH)_2$	4,10	2,08	2,07
Габриельсонит	$PbFe[AsO_4](OH)$	6,67	?	?
Байлдонит	$PbCu_3[AsO_4]_2(OH)_2$	5,5	1,99	1,95
Везиньеит	$BaCu_3[VO_4]_2(OH)_2$	4,5	2,08	2,04
Тсумебит	$Pb_2Cu[PO_4](OH)_3 \cdot 3H_2O$	6,13	1,956	1,885
Странскиит	$Zn_2Cu[AsO_4]_2$	5,23	1,874	1,795
Тригонит	$Pb_3MnH[AsO_3]_3$	6,6	2,12	2,07
Кариинит	$(Pb, Ca)_3(Mg, Mn)_2[AsO_4]_3(OH)$	?	?	?
Бракебушит	$Pb_2(Mn, Fe)[VO_4]_2 \cdot H_2O$	6,05	2,48	2,28
Гамагарит	$Ba_2(Fe, Mn)[VO_4]_2 \cdot H_2O$	4,62	2,13	2,02

Шубниковит — еще один минерал этой группы. Он представляет собой хлорарсенат меди, кальция и калия; моноклинный; уд. в. 3,38, тв. 2; $n_p = 1{,}640$, $n_g = n_m = 1{,}690$, оптически отрицательный.

Минералы первой подгруппы относятся к ромбо-тетраэдрическому в. с. $P2_12_12_1$, минералы второй подгруппы — к ромбо-дипирамидальному в. с. *Pnat*, а минералы третьей подгруппы моноклинные (за исключением странскиита, который характеризуется триклинной симметрией). Из арсенитов только тригонит относится к диэдрическому безосному в. с. *Pm*, он образует характерные треугольные кристаллы с совершенной спайностью по {010}. Тангеит также обладает совершенной спайностью по {010}; его синоним: *кальциофольбортит*. Тв. $\sim$ 3,5, но несколько выше у аустинита, конихальцита, байлдонита и гамагарита ($\sim$ 4,5) и ниже у тригонита (2,5). Минералы подгруппы деклуазита, тригонит и везиньеит оптически отрицательные, все остальные — оптически положительные. Главные линии на рентгенограммах:

Конихальцит 4,16(6) — 3,13(10) — 2,85(10) — 2,62(10) — 1,72(8) — 1,61(8)
Дюфтит 4,18(6) — 3,17(10) — 2,91(7) — 2,63(8) — 1,75(5) — 1,637(6)
Карминит 3,24(8) — 2,52(10) — 2,46(8) — 1,79(8) — 1,511(8) — 1,362(8)
Габриельсонит 3,19(10) — 3,07(10) — 2,71(4) — 2,65(4) — 1,622(4) — 0,984(5)
Деклуазит 3,23(8) — 3,04(10) — 2,283(9) — 2,083(9) — 1,640(8) — 1,398(7)
Моттрамит 3,19—2,803—2,561—2,061—1,772—1,642 (все 10)
Байлдонит 3,21(7) — 3,14(10) — 2,93(6) — 2,71(6) — 1,76(5) — 1,576(6)
Кариинит 3,29(2) — 3,03(3) — 2,868(10) — 2,849(10) — 2,686(5) — 2,536(2)
Бракебушит 3,35(10) — 3,26(8) — 3,10(7) — 1,805(8) — 1,723(7) — 1,376(10)

Все они образуются при выветривании сульфидных месторождений и встречаются в тесной ассоциации с минералами группы либетенита — оливенита и пироморфита.

2. *Группа бирюзы — самплеита*

Кроме минералов ряда *бирюзы* (Cu, Zn)(Al, Fe)$_6$[PO$_4$]$_4$(OH)$_2\cdot 4H_2O$, в названную группу входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Ниссонит	$CuMg[PO_4](OH)\cdot 2{,}5H_2O$	2,73	1,621	1,584
Лироконит	$Cu_2Al[AsO_4](OH)_4\cdot 4H_2O$	2,95	1,675	1,612
Церулеит	$CuAl_4[AsO_4]_2(OH)_8\cdot 4H_2O$	2,80	?	?
Линдакерит	$Cu_6Ni_3[AsO_4]_4[SO_4](OH)_4\cdot 5H_2O$	2,5	1,727	1,629
Халькофиллит	$Cu_{18}Al_2[AsO_4]_3[SO_4]_3(OH)_{27}\cdot 33H_2O$	2,67	1,618	1,552
Самплеит	$Na(Cu, Ca)_6[PO_4]_4Cl\cdot 4—5H_2O$	3,20	1,679	1,629
Лавендулан	$Na(Cu, Ca)_6[AsO_4]_4Cl\cdot 4—5H_2O$	3,54	1,734	1,661
Тиролит	$Cu_9Ca_2[AsO_4]_4(OH)_{15}\cdot 9—10H_2O$	3,18	1,730	1,694
Чудобаит	$Na(Mg, Zn)_2H[AsO_4]_2\cdot 4H_2O$	2,94	1,633	1,583
Миксит	$Cu_{11}Bi[AsO_4]_5(OH)_{10}\cdot 6H_2O$	3,79	1,830	1,743
Артурит	$Cu_2Fe_4[AsO_4]_3(OH)_7\cdot 6H_2O$	3,07	?	?

Халькофиллит тригональный, с совершенной спайностью по {0001}, миксит гексагональный, ниссонит, лироконит и артурит моноклинные, чудобаит триклинный, остальные минералы характеризуются ромбо-пирамидальными в. с. Большинство из них обладает совершенной спайностью в одном направлении по пинакоиду. Тв. 4—5,5, более низкая она у последних четырех минералов и халькофиллита (2—2,5). Цвет голубой, голубовато-зеленый и зеленый (чудобаит розовый). Главные линии на рентгенограммах:

Ниссонит 11,14(10) — 2,785(3) — 4,374(2) — 3,716(2) — 3,111(1) — 1,860(1)
Лироконит 3,00(10) — 2,686(7) — 1,699(8) — 1,552(7) — 1,487(7) — 1,384(8)
Линдакерит 10,37(10) — 5,17(3) — 4,03(5) — 3,67(3) — 3,17(5) — 2,27(2)
Халькофиллит 6,21(6) — 5,14(8) — 3,76(10) — 2,892(7) — 2,537(7) — 1,489(5)
Самплеит 9,58(10) — 4,29(8) — 3,03(10) — 1,71(8) — 1,45(6) — 1,44(6)
Лавендулан 9,75(10) — 7,00(2) — 4,86(4) — 4,40(2) — 3,10(4) — 1,97(1)
Чудобаит 10,16(10) — 3,44(8) — 3,273(8) — 2,979(9) — 2,730(7) — 1,817(5)
Тиролит 27,98(10) — 14,11(7) — 4,84(6) — 4,43(4) — 2,97(7) — 2,69(7)

Все они представляют собой продукты выветривания меденосных сульфидных месторождений.

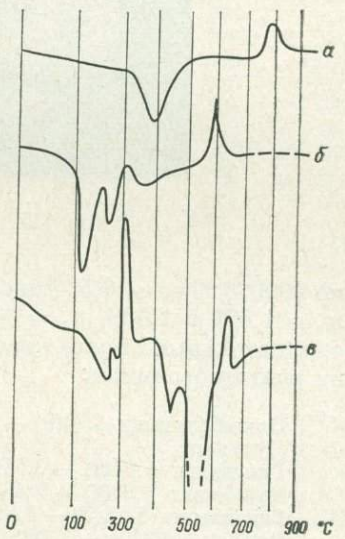
Бирюза $CuAl_6[PO_4]_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$. Содержит 9,78% CuO, 37,60% Al_2O_3, 34,90% P_2O_5 и 17,72% H_2O. Алюминий может замещаться железом, а медь — цинком; соответствующие конечные члены называются *халькосидерит* $CuFe_6[PO_4]_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$ и *фаустит* $ZnAl_6[PO_4]_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$.

Кристаллографическая характеристика. Пинакоидальный в. с. $P\bar{1}$, $a_0 = 7{,}47$ Å, $b_0 = 9{,}93$ Å, $c_0 = 7{,}67$ Å, $\alpha = 111°39'$, $\beta = 115°23'$, $\gamma = 69°26'$, $Z = 1$. В виде кристаллов встречается редко, обычно образует плотные массы или агрегаты в форме конкреций. Главные линии на рентгенограммах:

Бирюза 4,78(4) — 3,67(10) — 2,90(9) — 2,01(5) — 1,84(4) — 1,81(4)
Халькосидерит 6,33(5) — 3,77(10) — 3,56(4) — 3,39(5) — 3,01(7) — 1,55(3)
Фаустит 6,70(7) — 6,14(7) — 3,68(10) — 3,28(6) — 2,89(8) — 2,05(7)

Физические свойства. Совершенная спайность по {001}. Тв. 5—6 (бирюза) до 4,5 (халькосидерит). Уд. в. 2,84 (бирюза), 2,92 (фаустит), 3,22 (халькосидерит). Цвет голубой до голубовато-зеленого или светло-зеленый (халькосидерит). $n_g = 1{,}65$, $n_m = 1{,}62$, $n_p = 1{,}61$, $(+)2V = 40°$ у бирюзы; $n_g = 1{,}844$, $n_m = 1{,}840$, $n_p = 1{,}775$, $(-)2V = 22°$ у халькосидерита. Кривая ДТА приводится на фиг. 444.

Нахождение. Бирюза образуется в гипергенных условиях при воздействии поверхностных вод на глиноземистые породы. Знаменитое месторождение Нишапур, известное с древнейших времен, находится в Иране. Другие крупные месторождения имеются юго-западнее Санта-Фе, в горах Лос-Серильос, штат Нью-Мексико, США; на Синайском полуострове, Египет; в Иордансмюле, Силезия; близ Каркаралинска в Сибири и других местах. Халькосидерит обычно встречается в железных шляпах.



Фиг. 444. Кривые ДТА бирюзы (*а*), тиролита (*б*) и лавендулана (*в*).

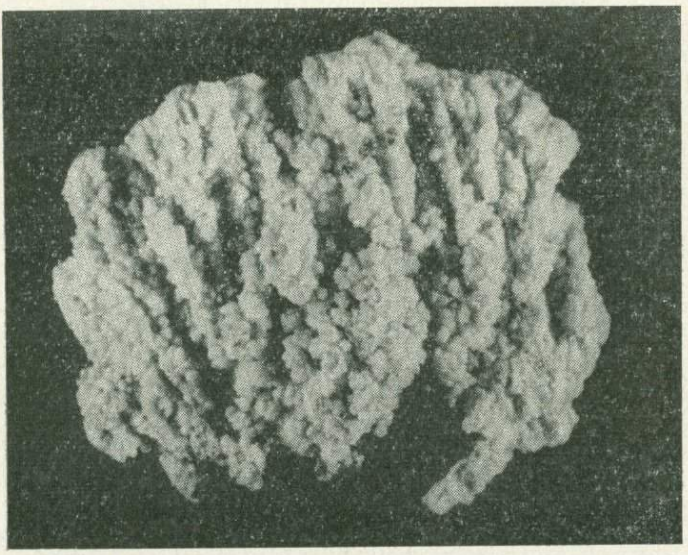
3. Группа бёдантита

В эту группу входят следующие минералы, которые относятся к дитригонально-скаленоэдрическому в. с., изоструктурные с минералами группы гояцита:

		Уд. в.
Плюмбогуммит	$PbAl_3[PO_4]_2(OH)_5 \cdot H_2O$	4,01
Лузунгит	$(Sr, Pb)Fe_3[PO_4]_2(OH)_5 \cdot H_2O$	?
Вайландит	$(Bi, Ca)Al_3[PO_4, SiO_4]_2(OH)_6$	3,86
Орфеит	$H_6Pb_{10}Al_{20}[PO_4]_{12}[SO_4]_5(OH)_{40} \cdot 11H_2O$	3,75
Гинсдалит	$PbAl_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	3,65
Гидальгоит	$PbAl_3[AsO_4][SO_4](OH)_6$	3,96
Коркит	$PbFe_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	4,29
Бёдантит	$PbFe_3[AsO_4][SO_4](OH)_6$	4,2

Плюмбогуммит обычно образует шаровидные агрегаты и корочки (фиг. 445), другие минералы встречаются в виде мельчайших псевдокубиче-

ских ромбоэдрических кристалликов. Бёдантит черный до темно-зеленого, коркит зеленый до желтого, все остальные — белые или голубоватые и желтоватые из-за примесей. Они характеризуются совершенной спайностью



Фиг. 445. Плюмбогуммит из центральных Родоп.

по {0001}. Тв. ~ 4,5. Гинсдалит и плюмбогуммит оптически положительные, $n_o = 1{,}671$ и 1,653, $n_e = 1{,}689$ и 1,675 соответственно, остальные оптически отрицательные с более высокими показателями преломления. Главные линии на рентгенограммах:

Плюмбогуммит 5,70(8) — 3,45(6) — 2,97(10) — 2,20(6) — 1,888(5) — 1,448(5)
Дузунгит 5,77(9) — 3,53(6) — 2,98(10) — 2,477(4)
Гинсдалит 5,67(9) — 3,55(8) — 2,993(10) — 2,250(7) — 1,918(5) — 1,765(3)
Вайландит 5,66(7) — 3,483(5) — 2,931(10) — 2,168(4) — 1,885(4)
Гидальгоит 5,73(9) — 3,51(9) — 2,98(10) — 2,257(7) — 1,911(8) — 1,761(6)
Орфеит 5,63(10) — 3,49(8) — 2,960(10) — 2,240(7) — 2,208(9) — 1,893(6)

4. Группа дюмонтита

К этой группе относятся следующие минералы:

		n_g	n_p
Парсонсит	$Pb_2(UO_2)[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	1,862	1,850
Пржевальскит	$Pb(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$	1,752	1,739
Дюмонтит	$Pb_2(UO_2)_3[PO_4]_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$	1,89	1,88
Ренардит	$Pb(UO_2)_4[PO_4]_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$	1,739	1,715
Девиндтит	$Pb_3(UO_2)_6[PO_4]_4(OH)_6 \cdot 10H_2O$	1,765	1,762
Кивуит	$ThH_2(UO_2)_4[PO_4]_2(OH)_8 \cdot 7H_2O$	1,655	1,618

Парсонсит и дюмонтит моноклинные, остальные минералы ромбические. Обычно они образуют землистые агрегаты, корочки или мельчайшие кристаллики, вытянутые в одном направлении. Ренардит и пржевальскит обладают совершенной спайностью по {100}. Тв. 2,5—3. Уд. в. от 4,35 (ренардит) до 5,65 (дюмонтит). *Галлимондит* $Pb_2(UO_2)[AsO_4]_2$ представляет собой арсенат, аналогичный парсонситу. Цвет желтый до лимонно-желтого. Дюмонтит и девиндтит оптически положительные, остальные — отрицательные. Главные линии на рентгенограммах:

Парсонсит 4,19(10) — 3,92(4) — 3,39(6) — 3,24(8) — 1,873(4) — 1,850(4)
Пржевальскит 3,61(10) — 9,08(9) — 1,62(6) — 1,53(6) — 1,148(5) — 1,138(5)
Дюмонтит 4,27(8) — 3,74(6) — 3,48(7) — 3,31(6) — 3,00(10) — 2,95(10)
Ренардит 7,94(7) — 5,84(5) — 3,91(8) — 3,37(6) — 3,11(10) — 2,88(8)
Девиндтит 8,01(10) — 5,89(10) — 4,00(7) — 3,14(9) — 3,07(5) — 2,88(9)
Кивуит 10,27(10) — 7,96(8) — 3,94(7) — 3,86(7) — 3,08(8) — 2,87(8)
Галлимондит 3,42(10) — 2,85(8) — 4,42(6) — 3,03(6) — 4,26(5) — 3,33(5)

Минералы образуются при выветривании урановых месторождений, в значительных количествах обнаружены в Шинколобве и Касоло, район Катанга в Африке.

5. Группа торбернита — цейнерита

Кроме двух главных минералов — торбернита $Cu(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 12H_2O$ и *отунита* $Ca(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 10H_2O$, в эту группу входят следующие уранил-фосфаты и уранил-арсенаты с похожими формулами:

		Уд. в.	n_g, n_o	n_p, n_e
Сабугалит	$AlH(UO_2)_4[PO_4]_4 \cdot 16H_2O$	3,15	1,582	1,564
Салеит	$Mg(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 10H_2O$	3,27	1,574	1,559
Натроотунит	$Na_2(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,58	1,578	1,559
Бассетит	$Fe(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,10	1,580	1,558
Фосфуранилит	$Ca(UO_2)_4[PO_4]_2(OH)_4 \cdot 7H_2O$	3,00	1,720	1,691
Анколеит	$(K, Ba, Ca)(UO_2)[PO_4] \cdot 3H_2O$	3,57	1,580	1,560
Бергенит	$Ba(UO_2)_4[PO_4]_2(OH)_4 \cdot 8H_2O$	4,1	1,698	1,660
Ураноцирцит	$Ba(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,53	1,623	1,610
Гидроотунит	$H_2(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$	?	1,583	1,569
Урамфит	$NH_4(UO_2)[PO_4] \cdot 3H_2O$	3,7	1,585	1,564
Нингиоит	$CaU[PO_4]_2 \cdot 2H_2O$	?	1,64	—
Лермонтовит	$(U, Ca, TR)[PO_4]_4 \cdot 6H_2O$	4,50	1,717	1,566
Новачекит	$Mg(UO_2)_2[AsO_4)_2 \cdot 9H_2O$	3,3	1,621	?
Калерит	$Fe(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	?	1,634	?
Метакирчгеймерит	$Co(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,3	1,644	1,617
Ураноспинит	$Ca(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,45	1,587	1,560
Арсенуранилит	$Ca(UO_2)_4[AsO_4]_2(OH)_4 \cdot 6H_2O$	?	1,766	1,737
Хейнричит	$Ba(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 12H_2O$	4,04	1,605	1,573
Абернатиит	$K_2(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,74	1,597	1,570
Цейнерит	$Cu(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 12H_2O$	3,2	1,643	1,623
Метацейнерит	$Cu(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	3,28	1,585	1,576
Вальпургит	$(BiO)_4(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 3H_2O$	6,69	2,005	1,871
Трёгерит	$(UO_2)_3[AsO_4]_2 \cdot 12H_2O$	3,27	1,630	1,585

Метасалеит, *метахейнричит* и *метановачекит* содержат по 8 молекул H_2O на формульную единицу. *Коконионит* $Fe_2Al_2(UO_2)_2[PO_4]_4[SO_4](OH)_2 \cdot 20H_2O$ моноклинный, уд. в. 2,70, $n_p = 1{,}550$, $n_g = 1{,}590$, главные линии на рентгенограмме: 11,05 (оч. оч. сильн.) — 5,52 (сильн.) — 3,28(ср.) — 3,67 (ср.) — 5,61 (ср.).

Минералы обеих подгрупп тетрагональные, ромбические псевдотетрагональные или моноклинные (вальпургит триклинный). Для них характерна желтая, лимонно-желтая и зеленая окраска, низкая твердость (2—3,5), совершенная спайность по пинакоиду и оптически отрицательный знак (отсюда и название «урановые слюдки»). Главные линии на рентгенограммах:

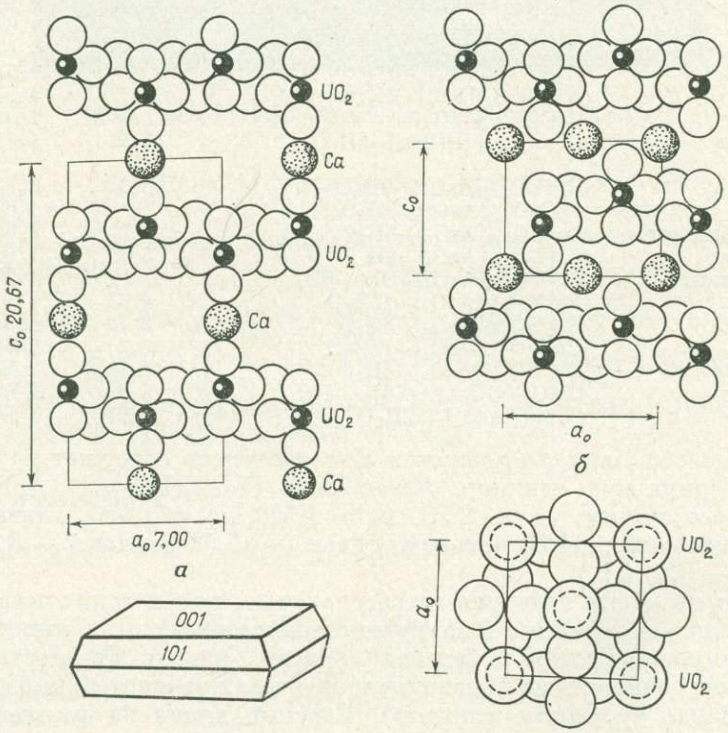
Сабугалит 9,69(10) — 4,86(9) — 4,39(4) — 3,47(8) — 2,389(2) — 2,188(6)
Салеит 9,85(10) — 4,95(8) — 3,49(9) — 2,45(6) — 2,39(5) — 2,19(7)
Натроотунит 3,67(10) — 3,23(7) — 2,675(8) — 1,639(7) — 1,566(8) — 1,364(7)
Бассетит 8,59(6) — 4,89(10) — 4,05(3) — 3,46(10) — 2,96(3) — 2,20(6)
Фосфуранилит 7,83(10) — 5,83(8) — 3,97(9) — 3,36(6) — 3,12(6) — 2,858(6)
Анколеит 8,92(10) — 5,47(5) — 4,93(5) — 4,32(4) — 3,73(7) — 3,25(6)
Бергенит 7,78(10) — 3,88(10) — 3,076(10) — 2,976(8) — 2,074(5) — 1,904(5)
Ураноцирцит 8,19(7) — 5,37(6) — 4,21(6) — 3,58(10) — 3,21(5) — 2,08(7)
Гидроотунит 5,51(9) — 4,99(10) — 3,54(10) — 3,28(8) — 3,26(10)
Урамфит 3,78(10) — 2,75(8) — 2,22(9) — 2,12(8) — 1,694(9) — 1,267(7)

Нингиоит 4,33(5) — 3,38(5) — 3,02(10) — 2,81(8) — 2,13(8)
Лермонтовит 8,55(10) — 3,293(8) — 2,707(10) — 2,121(7) — 1,819(8) — 1,561(5)
Новачекит 10,15(10) — 6,80(4) — 5,06(8) — 3,58(9) — 3,35(5) — 1,596(3)
Метакирчгеймерит 8,55(10) — 5,07(6) — 4,30(6) — 3,56(10) — 3,41(5) — 3,00(6)
Ураноспинит 3,59(10) — 2,095(8) — 1,941(9) — 1,616(5) — 1,593(8) — 1,349(6)
Арсенуранилит 8,41(8) — 7,72(10) — 3,85(10) — 3,13(8) — 1,612(7) — 1,512(7)
Хейнричит 8,89(8) — 5,03(8) — 3,57(10) — 3,38(7) — 1,593(5) — 1,534(5)
Метахейнричит 8,55(10) — 5,41(9) — 4,39(9) — 3,71(10) — 3,27(6)
Аберпатиит 9,14(10) — 5,63(7) — 3,84(8) — 3,34(8) — 1,712(6) — 1,606(6)
Цейнерит 10,65(10) — 5,04(8) — 3,59(9) — 3,39(7) — 1,926(6) — 1,797(5)
Метацейнерит 8,93(10) — 5,54(6) — 3,72(9) — 3,56(7) — 3,30(8) — 1,570(5)
Трёгерит 8,56(10) — 3,71(10) — 1,994(9) — 1,643(8) — 1,562(8) — 1,420(7)

Подобно минералам предыдущей группы, названные выше минералы представляют собой типичные продукты выветривания первичных урановых месторождений и тесно ассоциируют с отунитом и торбернитом.

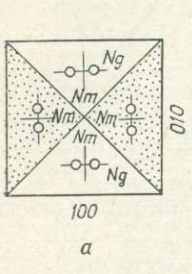
Отунит $Ca(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 10—12H_2O$. Назван по местности Отун во Франции. Содержит 5,69% CaO, 58,00% UO_3, 14,39% P_2O_5 и 21,92% H_2O (если на формальную единицу приходится 12 молекул H_2O). *Метаотунит* — это частично дегидратированный отунит, содержащий 2—6 молекул H_2O.

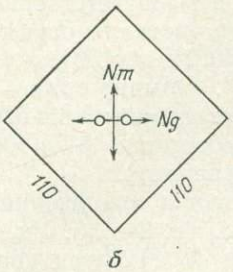
Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с. *I4/mmm* (отунит) и *P4/nmm* (метаотунит), соответственно параметры a_0 = 7,00 и 7,02 Å, c_0 = 20,67 и 9,04 Å, Z = 2 и 1. Его структура

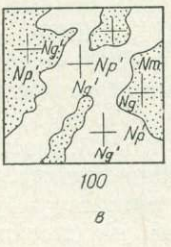


Фиг. 446. Структура отунита (*а*) и метаотунита (*б*) и типичная форма кристаллов.

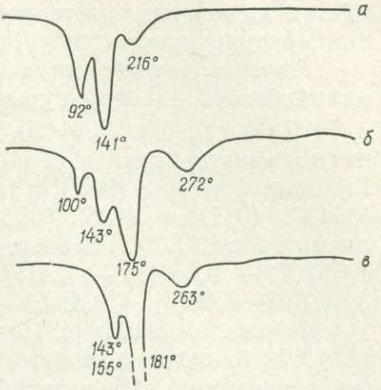
принята за структурный тип для большинства минералов рассматриваемой группы (фиг. 446). Группы PO_4 и шестивалентный уран U^{6+} в октаэдрическом окружении ионами кислорода слагают слои, параллельные {001}, которые связываются катионами кальция. Кристаллы отунита тонкотаблитчатые по {001}, кроме того, часто встречаются формы: *a* {010} и *d* {011}. (001) $\wedge$ $\wedge$ (011) = 71°17′. Главные линии на рентгенограммах: 8,10(5) — 3,59 (8) —







Ф и г. 447. Структурные особенности отунита (*а*), метаотунита-I (*б*) и метаотунита-II (*в*) (по Лео).



Ф и г. 448. Кривые ДТА отунита (*а*), торбернита (*б*) и метаторбернита (*в*).

2,60(6) — 2,106(6) — 1,940(5) — 1,600(8) — 1,527(5) (отунит) и 8,51(10) — 5,39(7) — 4,28(6) — 3,63(8) — 3,50(9) — 3,24(8) (метаотунит).

Физические свойства. Совершенная спайность по {001} в соответствии со слоистым типом структуры. Тв. 2—2,5. Уд. в. 3,1—3,2, изменяется в зависимости от содержания воды. Цвет лимонно-желтый и ярко-желтый с перламутровым блеском на плоскости {001}. Как правило, аномально двуосный, $n_p\,(n_e) = 1{,}553$, $n_m = 1{,}575$, $n_g(n_o) = 1{,}577$, $Np = c$, $(-)2V = 10 \div 30°$; величина 2V убывает с уменьшением содержания воды. Отунит с 12 молекулами H_2O обычно характеризуется правильным секториальным строением с ориентировкой плоскости оптических осей параллельно направлению неотчетливой спайности по {100}; метаотунит-I с 6 молекулами H_2O не проявляет такой секториальной структуры, а плоскость оптических осей его имеет косую ориентировку по отношению к спайности {100}; метаотунит-II с 2 молекулами H_2O характеризуется неправильнопятнистым строением с противоположной оптической ориентировкой в смежных пятнах (фиг. 447). Кривая ДТА приведена на фиг. 448. Отунит обычно сильно флуоресцирует.

Ф и г. 449. Торбернит.

Нахождение. Отунит, подобно другим минералам этой группы, представляет собой типичный продукт выветривания уранинита и других урановых минералов в гидротермальных и пегматитовых жилах. Наиболее известные месторождения находятся в Отуне, Франция; Сабугале, Португалия; Катанге, Африка, и других местах.

Торбернит $Cu(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 12H_2O$. Назван в честь шведского химика Торберна Бергманна (1735—1784). Содержит 7,88% CuO, 56,65% UO_3, 14,06% P_2O_5 и 21,41% H_2O. *Метаторбернит* с 8 молекулами H_2O содержит 8,49% CuO, 61,00% UO_3, 15,14% P_2O_5 и 15,37% H_2O. Торбернит обра-

зуется из водных растворов при температуре до 75°; при более высокой температуре кристаллизуется метаторбернит.

Кристаллографическая характеристика. Дитетрагонально-дипирамидальный в. с., изоструктурен с отунитом ($I4/mmm$) и метаотунитом ($P4/nmm$); $a_0 = 7{,}06$ и $6{,}96$ Å, $c_0 = 20{,}5$ и $8{,}62$ Å, $Z = 2$ и 1 соответственно для торбернита и метаторбернита. Кристаллы похожи на кристаллы отунита (фиг. 449). Главные формы: *c* {001}, *e* {011}, *o* {013}, *m* {110}, *a* {100}, *p* {111}, *l* {112}. (001) $\wedge$ (011) = 71°25′, (001) $\wedge$ (013) = 44°45′. Обычно тонко- и толстотаблитчатый по {001}. Главные линии на рентгенограммах: 3,69(10) — 1,989(6) — 1,642(7) — 1,556(8) — 1,419(5) — 1,366(5) (торбернит); 8,74(10) — 4,33(4) — 3,66(8) — 2,66(5) — 2,16(7) — 1,62(2) (метаторбернит).

Физические свойства. Подобно отуниту, обладает совершенной спайностью по {001} благодаря слоистому типу структуры. Тв. 2—2,5. Уд. в. 3,22—3,70 (метаторбернит). Цвет зеленый, на плоскости {001} блеск перламутровый. Оптически одноосный отрицательный, $n_o = 1{,}592$, $n_e = 1{,}582$; метаторбернит оптически положительный, $n_o = 1{,}618$, $n_e = 1{,}622$. Плеохроизм: по *No* голубой, по *Ne* зеленый. Кривые ДТА приведены на фиг. 448.

Нахождение. То же, что и у отунита.

6. Группа карнотита

Кроме главного минерала группы — *карнотита* $K_2(UO_2)_2[V_2O_8]\cdot 3H_2O$, сюда же относятся следующие ванадаты:

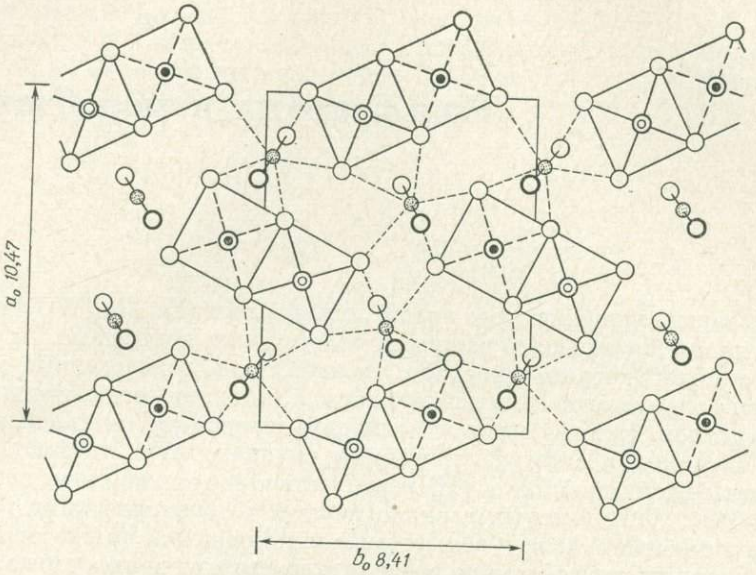
		Уд. в.	n_g	n_p
Тюямунит	$Ca(UO_2)_2[VO_4]_2\cdot 8H_2O$	3,35	1,953	1,720
Метатюямунит	$Ca(UO_2)_2[VO_4]_2\cdot 3H_2O$	3,85	1,865	1,68
Раувит	$Ca(UO_2)_2V_{10}O_{28}\cdot 16H_2O$	?	1,88	—
Сенгиерит	$Cu_2(UO_2)_2[VO_4]_2\cdot 6H_2O$	4,05	1,97	1,77
Франсевиллит	$(Ba, Pb)(UO_2)_2[VO_4]_2\cdot 5H_2O$	4,55	1,940	1,750
Ферганит	$LiH(UO_2)_4[VO_4]_2(OH)_4\cdot 2H_2O$	3,31	2,05	—
Уванит	$(UO_2)_2V_6O_{17}\cdot 15H_2O$	?	2,057	1,817

Все они ромбические или псевдоромбические моноклинные (сенгиерит $P2_1/a$). Встречаются в виде лимонно-желтых, зеленовато-желтых и зеленых (сенгиерит) шестиугольных пластинок или чешуек с совершенной спайностью по {001} и низкой твердостью (2—2,5). Уванит и раувит оптически положительные, остальные — отрицательные, $2V \approx 40$—$50°$. Главные линии на рентгенограммах:

Тюямунит 10,18(10) — 6,62(3) — 5,019(9) — 3,366(3) — 3,202(5) — 3,123(3)
Метатюямунит 8,51(10) — 4,22(9) — 3,26(7) — 3,05(7) — 2,58(3) — 2,12(3)
Раувит 10,70(10) — 3,87(2) — 2,49(4) — 2,95(5) — 2,62(3) — 1,543(1)
Сенгиерит 9,80(10) — 4,87(9) — 3,73(5) — 3,20(8) — 3,14(8) — 3,11(8)
Франсевиллит 8,30(10) — 4,17(6) — 2,98(8) — 2,57(6) — 2,10(5)

Карнотит $K_2(UO_2)_2[V_2O_8]\cdot 2H_2O$. Назван в честь французского химика и горного инженера Мари-Адольфа Карно (1839—1920). Содержит 10,44% K_2O, 63,42% UO_3, 20,16% V_2O_3 и 5,98% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/a$, $a_0 = 10{,}47$ Å, $b_0 = 8{,}41$ Å, $c_0 = 6{,}91$ Å, $\beta = 103°40'$, $Z = 2$. Структура слоистая, похожа на структуру торбернита и отунита, но в ней вместо изолированных групп PO_4 имеются диванадатные группы $[V_2O_8]^{6-}$, в которых ванадий характеризуется пятерной координацией. Каждый линейный ион UO_2 окружен пятью атомами кислорода соседних диванадатных групп, в результате образует слой состава $[(UO_2)_2V_2O_8]_n^{2n-}$, в котором оси O — U — O располагаются перпендикулярно слою (фиг. 450). Слои параллельны направлению {001} и связываются друг с другом катионами калия и молекулами воды.



Ф и г. 450. Структура карнотита (по Бартону и Апплеману).

Как и в структуре минералов группы торбернита, вода носит частично цеолитный характер. Минерал встречается обычно в виде порошковатых или микрокристаллических агрегатов, реже в виде корочек из пластинчатых кристалликов, уплощенных по {001}. Главные линии на рентгенограмме: 6,56(10) — 4,25(3) — 3,53(5) — 3,25(3) — 3,12(7) — 2,156(3).

Физические свойства. Подобно другим «урановым слюдкам», обладает совершенной спайностью по {001}. Уд. в. 4,46. Тв. $\sim$ 2. Цвет лимонно-желтый до ярко-желтого. $n_g = 1{,}950$, $n_m = 1{,}925$, $n_p = 1{,}750$, $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$, $(-)2V = 40°$.

Нахождение. Карнотит представляет собой вторичный продукт, встречающийся вместе с другими ванадиевыми минералами. Хорошо известны его месторождения в юго-западной части штата Колорадо, США.

Вольфраматы и молибдаты

Два главных минерала этого класса, *вольфрамит* (Fe, Mn)[WO_4] и *шеелит* Ca[WO_4], являются наиболее важными источниками вольфрама. За счет них и главного молибденового минерала, *молибденита*, в экзогенных условиях образуются вольфраматы и молибдаты свинца, кальция, меди, железа и реже других металлов. Вольфраматы и молибдаты представляют собой анизодесмические соединения с тетраэдрическими группами WO_4 и MoO_4, которые слегка сжаты вдоль двойной оси. В результате этого они не могут замещаться группами PO_4, AsO_4 и другими аналогичными тетраэдрическими группами. Взаимные замещения между вольфрамом и молибденом также ограничены. Минералы данного класса можно разделить на группы вольфрамита, шеелита и вульфенита.

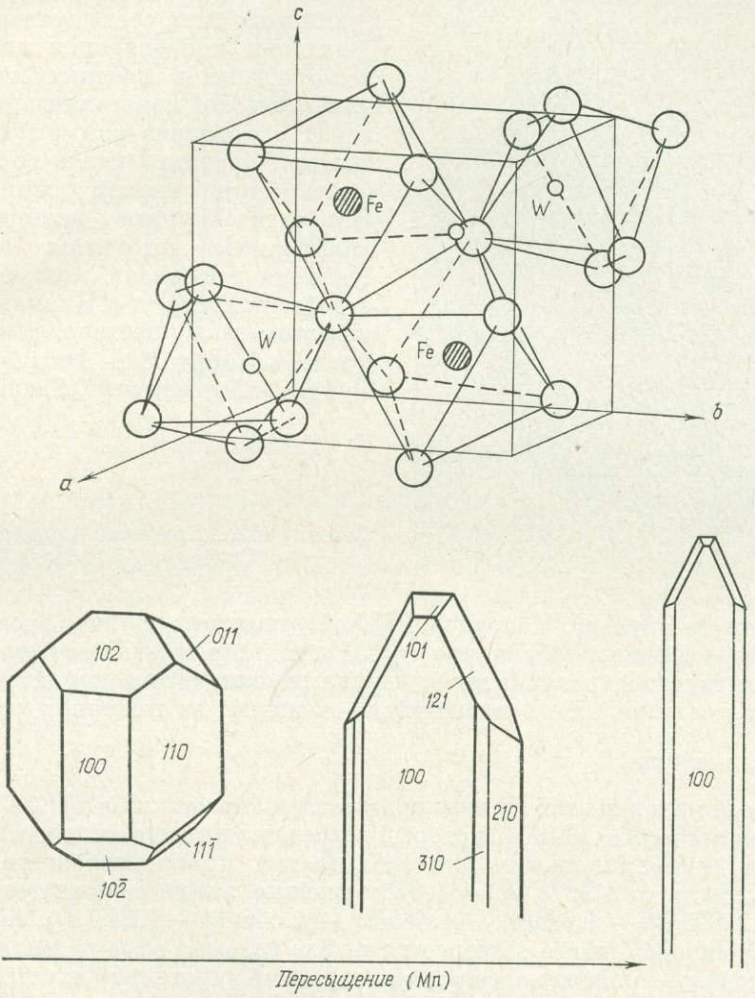
1. Группа вольфрамита

Кроме главного минерала вольфрамита, к этой группе относятся *антоинит* Al[WO_4](OH)·H_2O, *ферримолибдит* $Fe_2[MoO_4]_3 \cdot H_2O$, *ферритунгстит* $Ca_2Fe_4[WO_4]_7 \cdot 9H_2O$ и окислоподобные соединения *тунгстит* $WO_2(OH)_2$, *гидротунгстит* $WO_2(OH)_2 \cdot H_2O$, *торотунгстит* (*иттротунгстит*) с некоторыми количествами Th и Y, *молибдит* MoO_3 и *ильземаннит* $Mo_3O_8 \cdot H_2O$. Антоинит встречается в виде белых каолиноподобных масс; тв. 1, уд. в. ~ 4,6; главные линии на рентгенограмме: 4,195 — 3,070 — 3,052 — 5,06 — 3,979 — 1,936. Ферримолибдит ромбический, образует волокнистые корочки или землистые массы желтого цвета; уд. в. 2,99, $n_g = 1{,}935 \div 2{,}04$, $n_p = 1{,}72 \div 1{,}78$, $(+)2V = 28°$; главные линии на рентгенограмме: 9,87(100) — 8,40(55) — 6,73(20) — 3,50(5) — 3,08(20) — 1,63(4). Ферритунгстит по виду напоминает ферримолибдит, но он тетрагональный, уд. в. 5,57, $n_o = 1{,}80$, $n_e = 1{,}72$. Тунгстит и молибдит ромбические, гидротунгстит моноклинный, ильземаннит аморфный. Три первых минерала желтые, последний темно-синий. Оптические свойства тунгстита: $n_g = 2{,}26$, $n_p = 2{,}09$, $(-)2V = 26°$. Главные линии на рентгенограммах: 3,49(10) — 2,68(9) — 2,56(9) — 1,631(6) — 1,279(6) — 1,159(6) (тунгстит); 3,46(10) — 3,30(5) — 3,24(5) — 2,30(8) — 1,955(5) — 1,719(6) (гидротунгстит); 3,80(8) — 3,46(7) — 2,35(10) — 2,66(7) — 2,30(7) — 1,85(6) (молибдит). *Велинит* $Mn_3^{2+}(Si, W^{6+})O_8$ содержит около 18% W и 5% Si, гексагональный ($P6_3$), красновато-коричневый; уд. в. 4,47, тв. 4, $n_o = 1{,}864$, $n_e = 1{,}88$; главные линии на рентгенограмме: 1,782(10) — 3,102(8) — 2,332(8) — 4,07(6) — 1,544(6) — 7,00(5).

Вольфрамит (Fe, Mn)WO_4. Происхождение названия не известно. Существует непрерывный изоморфный ряд между *гюбнеритом* $MnWO_4$ и *ферберитом* $FeWO_4$. Гюбнерит содержит 23,42% MnO и 76,58% WO_3, ферберит — 23,65% FeO и 76,35% WO_3. *Санмартинит* (Zn, Fe)WO_4 представляет собой разновидность, обогащенную цинком (~ 18% ZnO).

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2/c$, $a_0 = 4{,}82 \div 4{,}71$ Å, $b_0 = 5{,}76 \div 5{,}69$ Å, $c_0 = 4{,}97 \div 4{,}95$ Å, $\beta = 90°53' \div 90°00'$, $Z = 2$. Его структура представляет собой плотнейшую гексагональную упаковку атомов кислорода, в которой половина октаэдричес-

ких пустот занята ионами Fe^{2+} и W^{6+} (фиг. 451). Гюбнерит, как правило, призматический и длиннопризматический, вольфрамит короткопризматический (фиг. 452), ферберит вытянут вдоль [010] и слегка уплощен по {100}. Главные формы: *a* {100}, *m* {110}, *t* {102}, *y* {$\bar{1}$02}, *c* {001}, *b* {010} и *f* {011}.



Фиг. 451. Структура (по Юлкю) и форма кристаллов вольфрамита.

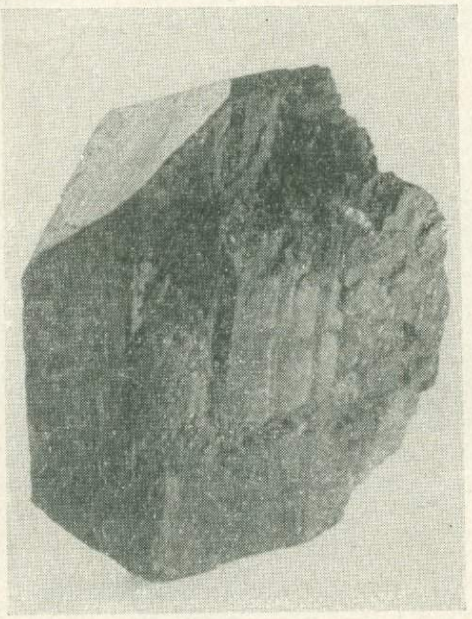
(100) $\wedge$ (1$\bar{1}$0) = 40°00′, (100) $\wedge$ (10$\bar{2}$) = 26°41′, (100) $\wedge$ (102) = 27°58′, (011) $\wedge$ (0$\bar{1}$1) = 81°55′. Грани зоны [001] обычно исштрихованы вдоль оси *c*, часто двойникование по {100} и {023}. Главные линии на рентгенограммах:

Гюбнерит 2,989(10) — 2,497(7) — 1,783(8) — 1,721(7) — 1,441(7) — 1,378(7)
Вольфрамит 2,917(10) — 2,46(8) — 2,18(8) — 1,758(6) — 1,702(8) — 1,503(6)
Ферберит 2,933(10) — 2,188(8) — 1,765(8) — 1,711(10) — 1,507(8) — 1,371(7)

Физические свойства. Совершенная спайность по {010}. Тв. 4—4,5. Уд. в. от 7,12 (гюбнерит) до 7,51 (ферберит). Цвет желтовато-коричневый и красновато-коричневый (гюбнерит) до черного (ферберит). Гюбнерит прозрачный, $n_g = 2{,}32$, $n_m = 2{,}22$, $n_p = 2{,}17$, $Np = b$, $(+)2V = 73°$, $c \wedge Ng \sim 20°$. Блеск от смолистого у гюбнерита до полуметаллического у ферберита.

Нахождение. Вольфрамит — характерный минерал относительно высокотемпературных гидротермальных жил и гидротермально (или пневматоли-

тически) измененных гранитных пород, так называемых грейзенов; ассоциирует с касситеритом, арсенопиритом, молибденитом, висмутином, турмалином, топазом, флюоритом и другими минералами. Обогащение вольфрамитом кислых изверженных пород гранитного типа соответствует общей тенденции концентрации вольфрама и молибдена в поздних продуктах магматической кристаллизации. Гюбнерит и ферберит как относительно чистые конечные члены образуются обычно при низкой температуре. Наиболее крупные месторождения вольфрамита находятся в горах Наньлин в Южном Китае, на полуострове Малакка и в Бирме. Хорошо известны также месторождения вольфрама в Корнуэлле, Англия; Бейра-Бейкса, Португалия; Тасна, Боливия, и в округе Боулдер, Колорадо, США. С генетической точки зрения интересно месторождение в Забайкалье в СССР, на котором ферберит ассоциирует с такими низкотемпературными минералами, как антимонит и киноварь, а также с шеелитом, образовавшимися, очевидно, из щелочных растворов.



Фиг. 452. Кристалл вольфрамита из Силвертон, Колорадо.

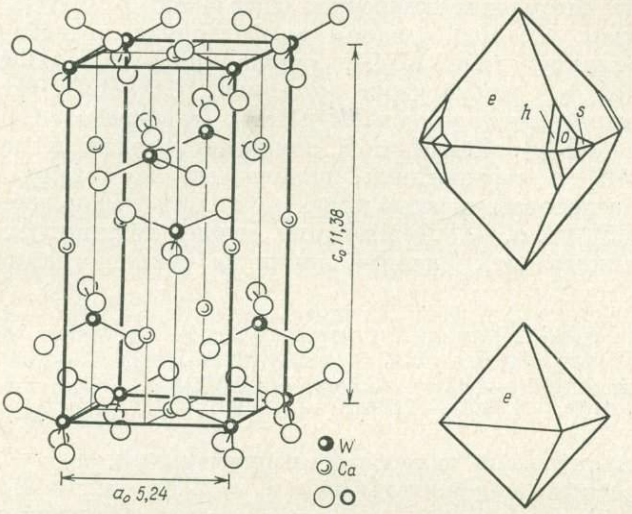
2. Группа шеелита

Главный минерал этой группы представлен *шеелитом* $CaWO_4$. С ним изоструктурен *повеллит* $CaMoO_4$, который встречается в виде желтоватых тетрагональных дипирамидальных или таблитчатых кристалликов; тв. 3,5—4, уд. в. 4,23, $n_o = 1{,}967$, $n_e = 1{,}978$; главные линии на рентгенограмме: 3,11(9) — 1,922(8) — 1,686(6) — 1,585(8) — 1,546(6) — 1,249(10). Шеелит — вторичный минерал, часто встречается в виде псевдоморфоз по молибдениту. Промежуточным молибдат-арсенатным составом характеризуется *бетпакдалит* $CaFe_2H_4(As_2Mo_5O_{26})\cdot 12H_2O$, моноклинный, желтый, уд. в. 2,98, тв. 3; $n_g = 1{,}857$, $n_p = 1{,}808$; главные линии на рентгенограмме: 8,75(10) — 3,63(9) — 2,95(7) — 1,723(7) — 1,532(8) — 1,480(8).

Шеелит $CaWO_4$. Назван в честь шведского химика К. В. Шееле (1742—1786). Содержит 19,47% CaO и 80,53% WO_3, кроме того, обычно присутствует примесь MoO_3 (до 24% в *молибдошеелите*, или *сейригите*).

Кристаллографическая характеристика. Тетрагонально-дипирамидальный в. с. $I4_2/a$, $a_0 = 5{,}24$ Å, $c_0 = 11{,}38$ Å, $Z = 4$. Его структура состоит из изолированных групп WO_4, которые соединяются друг с другом при помощи ионов кальция (фиг. 453). Четверными винтовыми осями обусловливается дипирамидальный (октаэдроподобный) габитус шеелита и редкое развитие грани {001} на его кристаллах. Главные формы: *e* {112}, *p* {011}, *o* {114}, *h* {123}, *s* {121}, *g* {134}. (101) $\wedge$ ($10\bar{1}$) = 49°30′, (001) $\wedge$ (112) = 56°55′. Часто двойникование по {110}. Образует также зернистые и массивные агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 3,08(10) — 1,923(8) — 1,589(9) — 1,549(8) — 1,247(9) — 1,082(8).

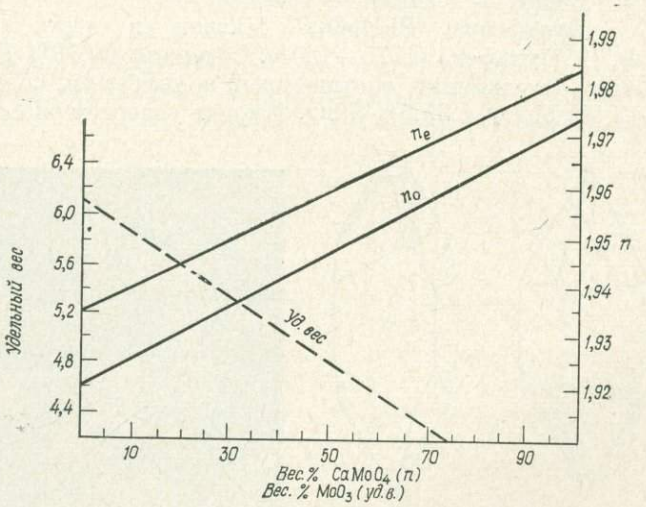
Физические свойства. Отчетливая спайность по {101}. Тв. 4,5—5. Уд. в. 6,10, причем он уменьшается с повышением содержания MoO_3 (фиг. 454). Цвет обычно белый с желтоватым оттенком или зеленоватый. $n_o = 1{,}920$,



Фиг. 453. Структура и форма кристаллов шеелита.

$n_e = 1{,}936$; эти показатели возрастают с увеличением содержания $CaMoO_4$. Оптически одноосный положительный в соответствии с цепочечным расположением групп WO_4 и ионов кальция.

Нахождение. Наиболее крупные месторождения шеелита относятся к контактово-метасоматическому типу в известковых породах. В них шеелит



Фиг. 454. Изменение удельного веса и показателей преломления шеелита в зависимости от содержания в нем $CaMoO_4$.

ассоциирует с гранатом, везувианом, аксинитом, диопсидом, волластонитом, молибденитом и др. Среди месторождений такого типа следует назвать Сангдонг в Корее [1]. Широко распространены шеелитоносные высокотемпературные гидротермальные жилы и пегматиты. Местонахождения шеелита тесно ассоциируют с местонахождениями вольфрамита.

[1] В Советском Союзе шеелит в контактово-метасоматических образованиях развит в Средней Азии.— *Прим. ред.*

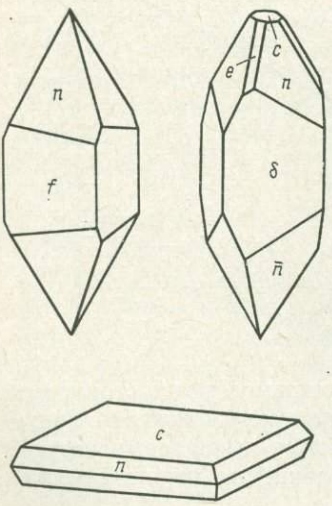
3. Группа вульфенита

Кроме *вульфенита* $PbMoO_4$, который встречается чаще других, в эту же группу входят следующие минералы: *штольцит* β-$PbWO_4$, изоструктурный с шеелитом; его моноклинная морфотропная разновидность *распит* α-$PbWO_4$; *кёхлинит* $(BiO)_2MoO_4$, ромбо-бипирамидальный в. с. *Cmca*; *седовит* $U[MoO_4]_2$, ромбический; *умохоит* $(UO_2)MoO_4 \cdot 4H_2O$, моноклинный ($P2_1/c$); *купротунгстит* $Cu_2WO_4(OH)_2$; *линдгренит* $Cu_3[MoO_4]_2(OH)_2$, моноклинный ($P2_1/n$). Кёхлинит и линдгренит таблитчатые или пластинчатые по {010} с совершенной спайностью по этому же направлению. Все они зеленовато-желтые и желтые вплоть до коричневых; тв. ~ 2,5 (линдгренит 4,5), уд. в. ~ 8,4 (штольцит, распит, кёхлинит), 5,5 (купротунгстит), 4,26 (линдгренит). Главные линии на рентгенограммах:

Штольцит 3,25(10) — 2,736(7) — 2,023(8) — 1,785(7) — 1,661(9) — 1,310(6)
Кёхлинит 3,13(10) — 1,918(8) — 1,647(9) — 1,628(7) — 1,570(6) — 1,246(6)
Умохоит 14,10(3) — 7,31(10) — 6,96(10) — 3,22(5) — 2,83(2) — 2,04(2)
Линдгренит 4,34(3) — 4,15(6) — 3,58(3) — 3,50(10) — 3,47(3) — 2,67(4)
Седовит 11,04(9) — 5,53(8) — 3,702(8) — 3,370(9) — 3,193(10)

Штольцит оптически одноосный отрицательный, $n_o = 2{,}27$, $n_e = 2{,}19$; распит — двуосный положительный, $n_g = 2{,}30$, $n_m = 2{,}30$, $n_p = 2{,}27$, $Nm = b$, $(+)2V \sim 0°$; кёхлинит характеризуется следующими оптическими свойствами: $n_g = 2{,}61$, $n_m = 2{,}52$, $n_p = 2{,}52$, $Ng = b$, $Np = c$, $(-)2V$ большой; умохоит: $n_g = 1{,}915$, $n_m = 1{,}831$, $n_p = 1{,}66$; $Nm = b$, $(-)2V = 69°$, линдгренит: $n_g = 2{,}02$, $n_m = 2{,}00$, $n_p = 1{,}93$, $Ng = b$, $(-)2V = 71°$. К плохо изученным минералам относятся *молуранит* $U_2[MoO_4]_3(OH)_2$ и *ригинит* $U[MoO_4]_2(OH)_2 \cdot 2H_2O$, первый образует черные колломорфные агрегаты, а второй — желтые корочки; тв. 4,5, уд. в. 3,84, $n_g = 1{,}93$, $n_p = 1{,}76$, главные линии на рентгенограмме: 3,22(10) — 2,625(6) — 2,142(6) — — 1,836(6) — 1,249(6) — 1,129(8).

Вульфенит $PbMoO_4$. Назван в честь австрийского минералога Ф. К. Вульфена (1725—1805). Содержит 60,79% PbO и 39,21% MoO_3. *Чиллагит* — вульфенит, обогащенный вольфрамом; содержит примерно 28% WO_3, 17,5% MoO_3 и 55,5% PbO. Иногда содержится Ca или V (*эозит*).



Фиг. 455. Форма кристаллов вульфенита.

Фиг. 456. Вульфенит из Жебель-Мазер, Марокко.

Кристаллографическая характеристика. Тетрагонально-пирамидальный в. с. $a_0 = 5{,}43$ Å, $c_0 = 12{,}11$ Å, $Z = 4$. Структура аналогична структуре шеелита ($I4_1/a$), но облик кристаллов часто явно пирамидальный (фиг. 455). Этот случай гипоморфии В. Клебер объясняет явлением более сильной поляризации связи Pb — O, которое обусловливает значительную поверхностную деформацию идеальной структуры шеелита. Его кристаллы обычно квадратные, таблитчатые по {001} и очень тонкие квадратные, пластинчатые (фиг. 455 и 456), иногда дипирамидальные или пирамидальные. Главные формы: *n* {011}, *e* {112}, *c* {001}, *f* {150}, δ {140}, *m* {110} и *d* {021}. Двойникование по {001} и {010}. Главные линии на рентгенограмме: 3,25(10) — 2,030(8) — 1,792(8) — 1,659(9) — 1,314(8) — 1,053(8).

Физические свойства. Отчетливая спайность по {011}. Тв. 3. Уд. в. 6,5—7,0, уменьшается с увеличением содержания Ca. Цвет от оранжево-желтого до восково-желтого, иногда сероватый, зеленоватый или коричневатый. Оптически одноосный отрицательный, $n_o = 2{,}405$, $n_e = 2{,}282$, т. пл. 1065° С.

Нахождение. Вульфенит — довольно распространенный минерал зоны окисления сульфидных свинцовых месторождений, в которых он ассоциирует с другими вторичными минералами, такими, как пироморфит, ванадинит, церуссит, англезит и др.

КЛАСС IX

Сульфаты

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

К этому классу относятся примерно 130 минералов, представляющих собой соли серной кислоты, а кроме того, небольшое количество селенатов, селенитов, теллуратов и теллуритов. В противоположность отсутствию природных сульфитов число селенитов и теллуритов (9) значительно превышает число соответствующих селенатов и теллуратов (3). Четырехвалентная сера существует в нейтральных молекулах устойчивого газа SO_2, который при взаимодействии с водой образует неустойчивый радикал $[SO_3]$. Последний легко окисляется и превращается в группу $[SO_4]$, в которой сера выступает в шестивалентном состоянии. Эта группа является существенным компонентом сульфатов. Некоторые природные сульфаты содержат добавочные анионные комплексы, такие, как PO_4, AsO_4, BO_3, CO_3 и NO_3. Для большинства таких соединений характерно наличие молекул воды в их составе. Главные катионы в сульфатах представлены железом (преимущественно Fe^{3+}), калием, натрием, медью, магнием, алюминием и кальцием. Менее распространены Mn, Pb, NH_4, Zn, U, Ni, Ba, Sr, Ag, Co и V. Обобщенные формулы для соответствующих соединений можно написать в виде $A_m[SO_4]_pZ_q \cdot xH_2O$ и $A_mB_n[SO_4]_pZ_q \cdot xH_2O$, для простых и двойных солей, где A и B обозначают главные катионы, Z — добавочные анионы (главным образом OH^- и реже Cl^-) В составе двойных сульфатов обычно сочетаются следующие пары: (Na, K или Ca) + (Al, Mg, Fe^{3+} или Cu).

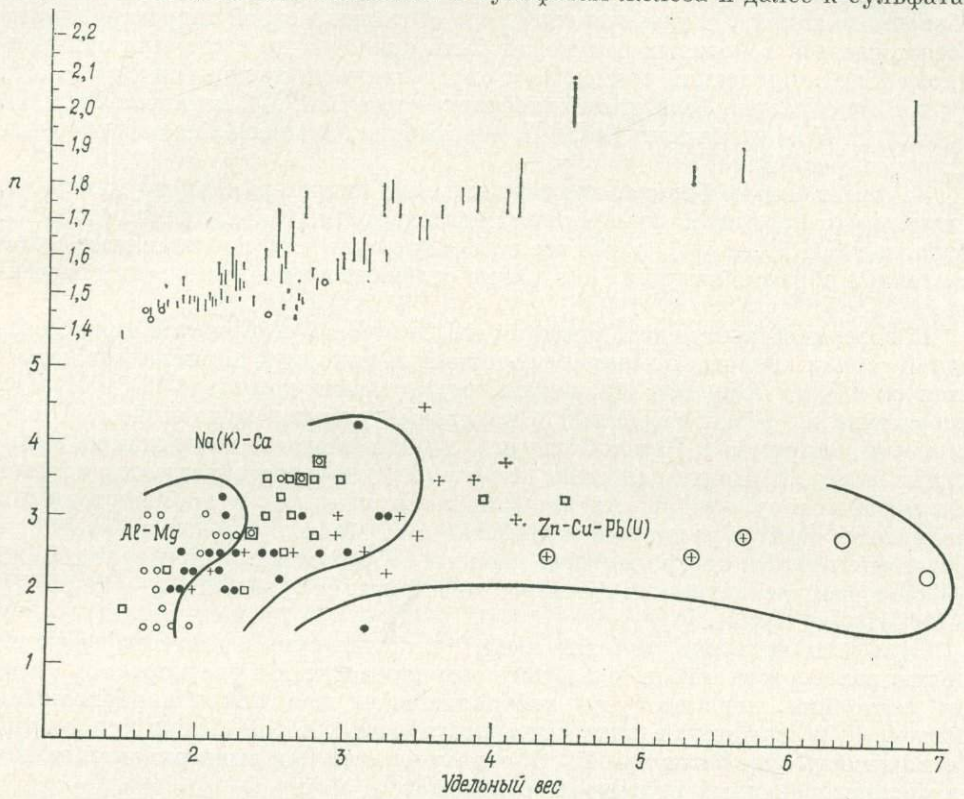
КРИСТАЛЛОХИМИЯ

Сульфаты — типично анизодесмические соединения. Основная структурная единица у них — это анионная группа $[SO_4]^{2-}$, в которой шестивалентный катион серы находится в тетраэдрическом окружении ионов кислорода. Тетраэдрические группы $[SO_4]^{2-}$ всегда отделены друг от друга добавочными катионами и анионами, включая молекулы воды. Координация добавочных катионов составляет 6, 8 или 12 в зависимости от их размеров. В двойных сульфатах, как правило, сочетаются большие и малые катионы, например $Al^{3+} + K^+$, $Fe^{3+} + K^+$, $Mg^{2+} + K^+$ и др. Когда в состав соединений входят добавочные анионные комплексы, они занимают особое место в структуре и не замещают изоморфно сульфатную группу.

Преимущественное изометрическое размещение элементов в структурах сульфатов связано с изолированным положением тетраэдрических сульфатных групп. Этим и объясняется тенденция сульфатов к образованию кристаллов главным образом изометрического габитуса. Однако, поскольку сульфаты представляют собой довольно сложные соединения, в соответствии с правилом Грота они обладают низкой симметрией (чаще моноклинные и ромбические и реже триклинные). На габитус кристаллов также оказывает влияние вхождение в состав соединений молекул воды; в качестве примера могут служить ангидрит $Ca[SO_4]$ и гипс $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$, при этом первый характеризуется изометрическим обликом (ромбический), а второй — таблитчатым и призматическим. Большое число сульфатов — тригональные, незначительная часть — кубические и гексагональные, и только один (рётгерсит $NiSO_4 \cdot 6H_2O$) — тетрагональный ($P4_12_1$ или $P4_32_1$).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Взаимосвязь между химическим составом и главными физическими свойствами (удельный вес, твердость и показатели преломления) аналогична зависимости, которая существует у минералов предыдущих классов. При этом удельный вес в общем возрастает при переходе от сульфатов алюминия, магния и щелочных элементов к сульфатам железа и далее к сульфатам



Ф и г. 457. Изменение удельного веса, твердости и показателей преломления сульфатов. Маленькие кружочки — Al, Mg; квадратики — Na, K, Ca; точки — Fe, Mn, крестики — Cu; большие кружки — сульфаты Pb.

меди и свинца; одновременно происходит общее увеличение показателей преломления и уменьшение твердости (фиг. 457). Показатели преломления изменяются от 1,40 у мирабилита $Na_2[SO_4]\cdot 10H_2O$, который в то же время характеризуется наименьшим удельным весом (1,49), до 2,00 у ланаркита $Pb_2[SO_4]O$, обладающего наибольшим удельным весом (6,92). Вхождение в состав минералов железа обусловливает увеличение их показателей преломления. Это четко видно на примере таких изоструктурных минералов, как алунит $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$ и ярозит $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$; оба минерала оптически одноосные (тригональные), $n_o = 1{,}572$ и $n_e = 1{,}592$ для алунита и $n_o = 1{,}820$ и $n_e = 1{,}715$ для ярозита, при этом первый оптически положительный, а второй — отрицательный.

Двупреломление анизотропных сульфатов, как правило, слабое, но ионы Fe^{3+}, Cu^{2+} и Pb^{2+} способствуют его увеличению и повышают степень анизометричности структуры. Наиболее сильное двупреломление (0,13) проявляет краузит $KFe[SO_4]_2\cdot H_2O$, затем следует ланаркит (0,11) ярозит (0,10) и др. Сульфаты с малым удельным весом преимущественно оптически положительные, а сульфаты с высоким удельным весом в большинстве случаев отрицательные.

Средняя твердость сульфатов колеблется от 2 до 3,5, а наиболее твердые натрохальцит $NaCu_2[SO_4]_2(OH)\cdot H_2O$ и карфосидерит $Fe_3[SO_4]_2(OH)_5\cdot 2H_2O$ характеризуются твердостью 4—4,5. Многие сульфаты растворимы в воде.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В эндогенных условиях радикал $[SO_4]$ может входить в состав некоторых магматогенных минералов (группа содалита — гельвина и скаполита) в виде добавочного аниона. В значительной мере обогащены серой гидротермальные месторождения, в которых она может быть окислена до состояния сульфат-аниона $[SO_4]$. Последний совместно с определенными катионами Ba^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+} и Pb^{2+} образуют безводные сульфаты: барит $Ba[SO_4]$, ангидрит $Ca[SO_4]$, целестин $Sr[SO_4]$ и англезит $Pb[SO_4]$, нередко находящиеся в тесной ассоциации с сульфидами.

За исключением барита, преимущественно гидротермального минерала, и некоторых продуктов фумарольной деятельности (халькокианит $Cu[SO_4]$, меркаллит $KHSO_4$ и др.), почти все остальные сульфаты представляют собой экзогенные образования или хемогенные отложения крупных водных бассейнов.

В поверхностных водах, кроме сульфат-аниона, содержится также свободная серная кислота; суммарное содержание этих двух компонентов колеблется от 1% до 70% SO_4 и, правда, редко может достигать 60% H_2SO_4. Содержание их резко возрастает в некоторых районах вулканической деятельности, например в Новой Зеландии, а также в рудничных водах из сульфидных залежей. Более половины известных сульфатов образуются за счет окисляющихся сульфидов. Активными растворителями и промежуточными продуктами при образовании сульфатов являются сульфатные растворы с двухвалентным и трехвалентным железом, образующиеся при разложении наиболее распространенного сульфида — пирита: $FeS_2 \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow Fe(OH)_3 + H_2SO_4$.

Сульфаты металлов, которые входят в состав сульфидов, как правило, хорошо растворимы в воде, и поэтому они переносятся в растворенном (ионном) состоянии, пока не будут нейтрализованы щелочными карбонатными растворами и осаждены в виде менее растворимых солей. Ниже приводится растворимость сульфатов при 20° С, образующихся при выветривании наиболее распространенных первичных сульфидов (в *г/л*);

$ZnSO_4$	531,2	$FeSO_4$	157,0
$MnSO_4$	393,0	$CuSO_4$	172,0
$NiSO_4$	274,8	Ag_2SO_4	7,7
$CoSO_4$	265,8	$PbSO_4$	0,04

Концентрация различных катионов в поверхностных водах зависит от величины pH растворов, при этом кислые растворы обогащаются катионами Zn^{2+}, Cu^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+} и Mn^{2+}, а нейтральные и щелочные — щелочными и щелочноземельными элементами. Отсюда понятна природная аккумуляция последних в морской воде и отложение их в виде седиментогенных продуктов.

Морская вода при солености 3,5% содержит 2,701 *г/кг* SO_4, 19,345 *г/кг* Cl, 0,145 *г/кг* HCO_3, а из главных катионов 10,75 *г/кг* Na^+, 0,39 *г/кг* K^+, 1,295 *г/кг* Mg^{2+} и 0,416 *г/кг* Ca^{2+}. Образование сульфатов в морских бассейнах находится в тесной связи с осаждением галогенидов и карбонатов. На фиг. 175 показаны поля устойчивости различных сульфатов в морской воде при разных температурах (согласно Ван Гоффу). При повышении температуры и давления сульфаты, обогащенные водой, переходят в фазы, обедненные водой:

$$\underset{\text{эпсомит}}{MgSO_4\cdot 7H_2O} \longrightarrow \underset{\text{гексагидрит}}{MgSO_4\cdot 6H_2O} \longrightarrow \underset{\text{пентагидрит}}{MgSO_4\cdot 5H_2O} \longrightarrow \underset{\text{кизерит}}{MgSO_4\cdot H_2O}$$

Возможны также реакции между разными сульфатами, в результате нередко возникают псевдоморфозы.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Принимая во внимание, что селенаты, селениты, теллураты и теллуриты находятся в тесной ассоциации с залежами селенидов и теллуридов, в которых они образуют парагенетические ассоциации, по-видимому, было бы более правильно группировать их отдельно от сульфатов. Последние и родственные им минералы можно подразделить на следующие катионные ассоциации и группы:

А. Сульфаты
- а. Al-Mg-Na(K)-ассоциация
  1. Группа алуногена
  2. Группа галотрихита
  3. Группа алунита
  4. Группа квасцов
  5. Группа кизерита — эпсомита
  6. Группа лангбейнита — пикромерита
- б. Fe-Mn-Na(K)-ассоциация
  1. Группа мелантерита
  2. Группа кокимбита
  3. Группа бутлерита
  4. Группа коапапита
  5. Группа ярозита
- в. Na(K)-Ca-Ba-ассоциация
  1. Группа тенардита — мирабилита
  2. Группа сульфогалита — буркеита
  3. Группа глауберита
  4. Группа ангидрита — барита
- г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация
  1. Группа голарита — цинкалуминита
  2. Группа халькантита — брошантита
  3. Группа халькоалюмита
  4. Группа крёнкита
  5. Группа англезита — линарита
  6. Группа уранопилита

Б. Селенаты, селениты, теллураты и теллуриты
1. Группа халькоменита
2. Группа эммонсита

Минералы Na(K)-Ca-Ba-ассоциации и некоторые минералы Al-Mg-Na(K)-ассоциации (групп кизерита — эпсомита и лангбейнита — пикромерита) характеризуются преимущественно хемогенным происхождением, а минералы группы ангидрита — барита могут быть также гидротермальными; все остальные представляют собой продукты выветривания.

А. СУЛЬФАТЫ

а. Al-Mg-Na(K)-ассоциация

1. Группа алуногена

В эту группу входят следующие сульфаты алюминия:

		Уд. в.	n_g	n_p
Алуноген	$Al_2[SO_4]_3 \cdot 18H_2O$	1,77	1,470	1,460
Алуминит	$Al_2[SO_4](OH)_4 \cdot 7H_2O$	1,69	1,470	1,459
Лаппарантит	$Al_2[SO_4]_2(OH)_2 \cdot 9H_2O$	1,89	1,484	1,461
Базалюминит	$Al_4[SO_4](OH)_{10} \cdot 5H_2O$	2,12	1,517	
Фельшобаниит	$Al_4[SO_4](OH)_{10} \cdot 5H_2O$	2,33	1,533	1,516
Паралюминит	$Al_4[SO_4](OH)_{10} \cdot 10H_2O$	?	1,471	1,463
Крибергит	$Al_4[SO_4](PO_4)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$	1,92	1,484	
Санхуанит	$Al_2[SO_4](PO_4)(OH) \cdot 9H_2O$	1,94	1,499	1,484

Алуноген триклинно-пинакоидальный, базалюминит, вероятно, гексагональный, все остальные — ромбические или моноклинные. Встречаются в виде белых корочек, порошковатых масс или почковидных агрегатов преимущественно волокнистой структуры. Алуноген редко образует призматические кристаллики с совершенной спайностью по {010}. Главные линии на рентгенограммах:

Алуноген 4,42(10) — 3,95(9) — 3,67(7) — 3,37(6) — 3,00(8) — 2,48(9)
Алуминит 9,0(10) — 7,8(10) — 6,33(8) — 4,70(8) — 3,72(10) — 3,41(6)
Базалюминит 9,4(10) — 4,68(9) — 3,68(6) — 2,26(5) — 1,880(6) — 1,433(5)

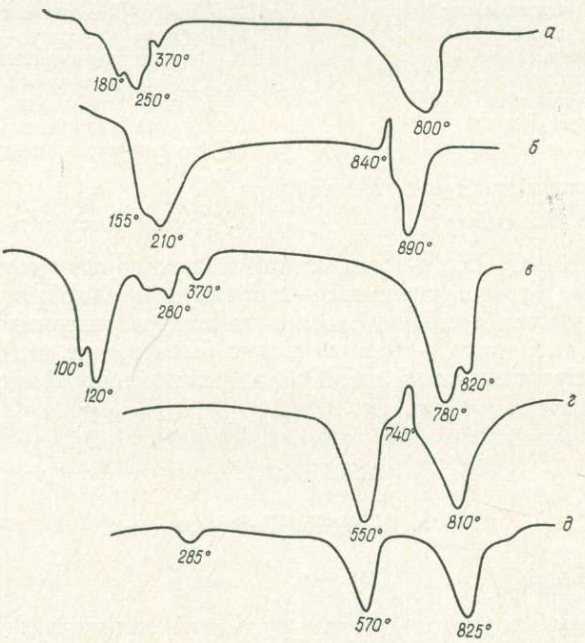
Фельшобаниит 4,58(9) — 4,24(9) — 3,58(8) — 3,10(10) — 2,22(8) — 1,625(5)
Паралюминит 8,68(7) — 4,50(10) — 3,74(5) — 2,268(8) — 1,890(5) — 1,815(7)
Санхуанит 10,9(8) — 5,29(5) — 4,29(4) — 4,10(5) — 2,817(3) — 2,683(3)

2. Группа галотрихита

Указанная группа представлена следующими двойными сульфатами:

		Уд. в.	n_g	n_p
Пиккерингит	$MgAl_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$	1,79	1,483	1,475
Галотрихит	$FeAl_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$	1,89	1,490	1,480
Апджонит	$MnAl_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$	1,78	1,482	1,478
Рединггонит	$(Fe, Mg)(Cr, Al)_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$	1,76	?	?
Каспарит	$(Mg, Co)Al_3[SO_4]_5(OH) \cdot 28H_2O$	1,78	1,487	1,481

Последний минерал триклинный, псевдомоноклинный, все остальные моноклинные (пиккерингит и галотрихит относятся к диэдрическому осевому в. с. *P*2); обычно встречаются в виде игольчатых и волосовидных кристал-



Ф и г. 458. Кривые ДТА алуногена (*а*), алуминита (*б*), галотрихита (*в*), алунита (*г*) и лёвигита (*д*).

ликов (отсюда и название галотрихита, означающее «соляные волосы»), корочек и выцветов. Ряд пиккерингита — галотрихита характеризуется полной смесимостью Mg и Fe^{2+}, а замещение алюминия окисным железом Fe^{3+} ограничено. *Билинит* $FeFe_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$ изоструктурен с галотрихитом и представляет собой железистый аналог. Все минералы описываемой группы белые или желтоватые. Тв. 1,5—2. Пиккерингит, галотрихит и апджонит оптически отрицательные. Главные линии на рентгенограмме каспарита: 4,83(10) — 4,25(9) — 4,12(8) — 3,48(7) — 1,92(6). Кривая ДТА галотрихита приведена на фиг. 458.

3. Группа алунита

Кроме главного минерала *алунита* $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$, к этой группе относятся *эттрингит* $Ca_6Al_2[SO_4]_3(OH)_{12} \cdot 26H_2O$, гексагональный (*C*6/*mmc*); *вудфордит* $Ca_{12}Al_3[SO_4, SiO_4, CO_3]_6(OH)_{21} \cdot 30H_2O$, тоже гексагональный

($P6_3/m$ или $P6_3$), оба с совершенной спайностью по {10$\bar{1}$0} и соответственно со следующими показателями преломления: $n_o = 1{,}465$ и 1,465, $n_e = 1{,}462$ и 1,455; уд. в. 1,77 и 1,85. Главные линии на рентгенограмме вудфордита: 9,67(10) — 5,6(9) — 3,88(6) — 2,568(6) — 2,204(6).

Алунит $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$. Название произошло от сокращения слова алюминилит и означает также «квасцовый камень». Содержит 11,37% K_2O, 36,92% Al_2O_3, 38,66% SO_3, 13,05% H_2O. *Лёвигит* содержит больше воды. *Натроалунит* представляет собой натровый аналог $NaAl_3[SO_4]_2(OH)_6$.

Кристаллографическая характеристика. Дитригонально-пирамидальный в. с. $R3m$, $a_0 = 6{,}96$ Å, $c_0 = 17{,}35$ Å, $Z = 1$. Изоструктурен, а при повышенной температуре ($> 78°$ C) изоморфен с ярозитом (см. фиг. 463). Редко образует мельчайшие псевдокубические, ромбоэдрические, а также таблитчатые по {0001} кристаллики; обычно встречается в виде массивных агрегатов (10$\bar{1}$1) $\wedge$ (0001) = 70°50′. Главные линии на рентгенограмме: 4,93(9) — 2,96(10) — 2,27(7) — 1,900(8) — 1,743(7) — 1,484(8) (алунит); 5,02(9) — 3,10(10) — 3,03(10) — 2,21(8) — 1,967(8) — 1,822(8) (натроалунит).

Физические свойства. Четкая спайность по {0001}, плотные массы имеют занозистый и раковистый излом. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,82. Цвет белый, но чаще сероватый, желтоватый и красновато-коричневый. $n_o = 1{,}572$, $n_e = 1{,}592$, оптически одноосный положительный. Гемиморфизм подчеркивается сильно проявленными пироэлектрическими свойствами. Кривая ДТА приведена на фиг. 458.

Нахождение. Алунит обычно образуется в результате сольфатарных процессов в районах вулканической деятельности, реже за счет окисляющегося пирита в глиноземистых породах. Процесс алунитизации иногда приводит к формированию промышленно важных месторождений алунита, используемого для производства квасцов. Примерами являются месторождения Тольфа около Чивитавенкья, Италия; Берегшаш, Венгрия; Альмерия, Испания; Фаншань, юго-западный Китай; Буладела, Новый Южный Уэльс, Австралия, и др.

4. *Группа квасцов*

Квасцами называют следующие двойные сульфаты:

		Уд. в.	n (n_m)
Тамаругит	$NaAl[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$	2,07	1,486
Мендоцит	$NaAl[SO_4]_2 \cdot 11H_2O$	1,77	1,461
Калинит	$KAl[SO_4]_2 \cdot 11H_2O$	?	1,452
Калиевые квасцы	$KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	1,75	1,456
Натриевые квасцы	$NaAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	1,67	1,439
Аммониевые квасцы (чермигит)	$NH_4Al[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$	1,64	1,459

Минералы первой подгруппы призматические, встречаются в виде волокнистых агрегатов; минералы второй подгруппы кубические ($Pa3$), образуют зернистые массы или корочки. Тамаругит характеризуется совершенной спайностью по {010}. Тв. 2,5—3 (аммониевые квасцы 1,5). Тамаругит оптически положительный, мендоцит и калинит — отрицательные. Главные линии на рентгенограммах:

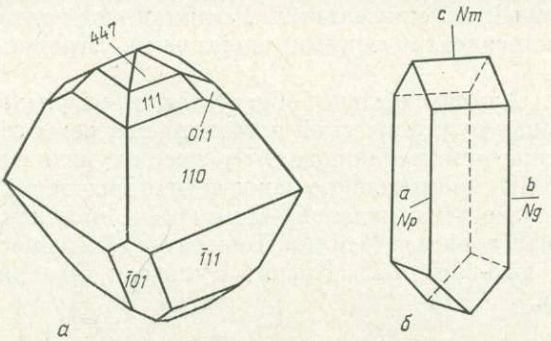
Калиевые квасцы 4,29(10) — 4,03(9) — 3,24(9) — 3,03(5) — 2,78(6) — 1,91(5)
Натриевые квасцы 4,23(10) — 3,98(5) — 3,65(7) — 1,90(3) — 1,62(4) — 1,50(2)
Аммониевые квасцы 4,30(9) — 4,07(8) — 3,67(7) — 3,26(10) — 3,05(7) — 1,93(8)

5. *Группа кизерита — эпсомита*

К этой группе относятся следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Кизерит	$Mg[SO_4]\cdot H_2O$	2,57	1,584	1,520
Сандерит	$Mg[SO_4]\cdot 2H_2O$	2,37	?	?
Тетрагидрит	$Mg[SO_4]\cdot 4H_2O$	?	1,474	1,460
Пентагидрит	$Mg[SO_4]\cdot 5H_2O$	1,72	1,491	?
Гексагидрит	$Mg[SO_4]\cdot 6H_2O$	1,76	1,456	1,426
Рётгерсит	$Ni[SO_4]\cdot 6H_2O$	2,04	1,511	1,487
Эпсомит	$Mg[SO_4]\cdot 7H_2O$	1,68	1,461	1,432
Моренозит	$Ni[SO_4]\cdot 7H_2O$	1,95	1,492	1,469

Кизерит и гексагидрит моноклинные ($C2/n$ или $C2/c$) с совершенной спайностью по {110} и {111} или {100}; пентагидрит триклинный ($P\bar{1}$) без спайности. Рётгерсит тетрагональный ($P4_12_1$ или $P4_32_1$) с совершенной спайностью по {001}; эпсомит и моренозит ромбические ($P2_12_12_1$) с совершенной спайностью по {010} Кристаллы названных минералов встречаются редко,



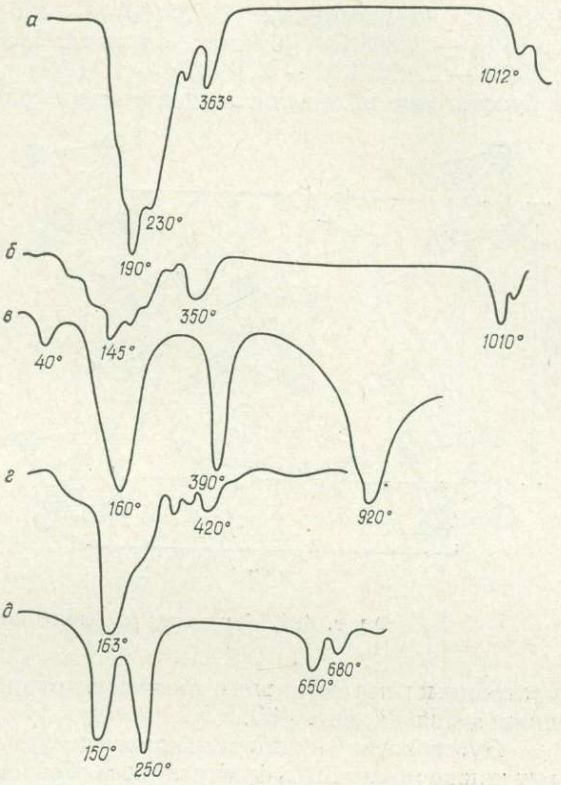
Ф и г. 459. Форма кристаллов кизерита (*а*) и эпсомита (*б*).

обычно они образуют волокнистые корочки или выцветы, а кизерит — зернистые массы. Структура кизерита состоит из тетраэдров $[SO_4]$ и искаженных октаэдров $MgSO_4(H_2O)_2$, расположенных зигзагообразно. В структуре эпсомита каждый катион магния окружен шестью молекулами воды, а седьмая молекула воды связана несколько слабее. Главные линии на рентгенограммах:

Кизерит 4,82(4) — 3,38(10) — 2,55($\bar{7}$) — 2,05(4) — 1,67(4) — 1,279(4)
Тетрагидрит 5,5(6) — 4,48(10) — 3,96(6) — 3,21(4) — 2,95(10) — 2,75(4)
Гексагидрит 4,40(10) — 2,92(8) — 2,67(4) — 2,28(4) — 2,00(5) — 1,87(6)
Рётгерсит 4,26(10) — 2,96(8) — 2,72(9) — 2,57(9) — 2,34(8) — 2,13(10)
Эпсомит 5,9(3) — 5,3(3) — 4,22(10) — 2,96(3) — 2,87(3) — 2,66(7)
Моренозит 5,3(6) — 4,20(10) — 2,85(4) — 2,65(3) — 2,24(3) — 2,09(3)

За исключением кизерита, который является оптически положительным, все остальные — оптически отрицательные. Тв. ~ 2,5 (кизерит 3,5). Цвет белый или зеленый (никельсодержащие минералы). Кривые ДТА приведены на фиг. 460. Фаузерит $(Mn, Mg)[SO_4]\cdot 7H_2O$ похож на эпсомит.

Рётгерсит и моренозит образуются только при окислении первичных сульфидов, тогда как другие минералы кристаллизуются также в морских бассейнах. Особенно это относится к кизериту, который представляет собой типичный компонент соляных месторождений, таких, например, как месторождения близ Ганновера, ФРГ; в Калуше, Галиция и др.



Фиг. 460. Кривые ДТА тетрагидрита (*а*), эпсомита (*б*), моренозита (*в*), каинита (*г*) и блёдита (*д*).

6. *Группа лангбейнита — пикромерита*

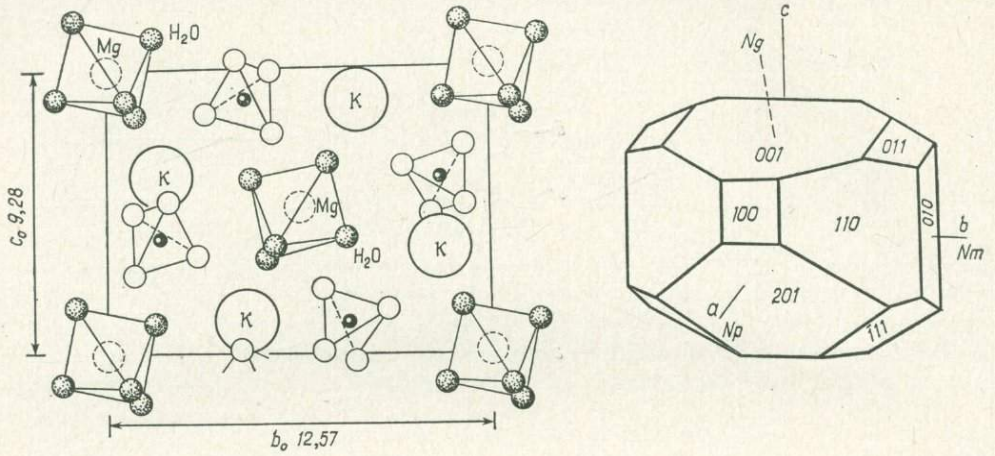
В названную группу входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Лангбейнит	$K_2Mg_2[SO_4]_3$	2,83	1,534	—
Манганолангбейнит	$K_2Mn_2[SO_4]_3$	3,02	1,572	—
Вантгоффит	$Na_6Mg[SO_4]_4$	2,69	1,489	1,485
Данзит	$Na_{21}Mg[SO_4]_{10}Cl_3$	2,59	1,503	—
Каинит	$KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$	2,15	1,516	1,494
Блёдит [1]	$Na_2Mg[SO_4]_2 \cdot 4H_2O$	2,25	1,487	1,483
Лёвеит	$Na_4Mg_2[SO_4]_4 \cdot 5H_2O$	2,37	1,490	1,471
Леонит	$K_2Mg[SO_4]_2 \cdot 4H_2O$	2,20	1,487	1,479
Пикромерит	$K_2Mg[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$	2,03	1,475	1,461
Буссенготит	$(NH_4)_2Mg[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$	1,72	1,479	1,471

[1] В советской литературе этот минерал чаще называют астраханитом.— *Прим. перев.*

Лангбейнит и манганолангбейнит кубические ($P2_13$), данзит также кубический ($I\bar{4}3m$); лёвеит, вероятно, тригональный; остальные минералы относятся к призматическому в. с. Структура пикромерита изображена на фиг. 461 как пример структуры минералов рассматриваемой группы. Каждый катион магния окружен шестью молекулами воды и, таким образом, отделен от тетраэдрических групп $[SO_4]$. Этим объясняется совершенная спайность по $\{\bar{2}01\}$ у пикромерита и буссенготита. Каинит характеризуется совершенной спайностью по $\{001\}$; у всех остальных минералов отмечается раковистый излом. Тв. 2,5—3. Обычно образуют зернистые или плотные массы. Главные линии на рентгенограммах: 3,15(10) — $\frac{1}{2}$ 3,00(5) — 2,77(5) — 2,66(6) — 1,61(5) —

1,48 (4); (лангбейнит); 2,785(10) — 2,644(9) — 1,862(10) — 1,680(8) — 1,133(8) — 1,066(8) (блёдит; синоним: *астраханит*); 4,25(7) — 3,97(7) — 3,39(9) — 2,805(10) — 2,585(7) — 1,716(7) (данзит). Леонит, пикромерит и буссенготит оптически положительные; лангбейнит и манганолангбейнит



Ф и г. 461. Структура и форма кристаллов пикромерита.

изотропные; все остальные оптически отрицательные. Кривая ДТА каинита приводится на фиг. 460.

Буссенготит — типичный продукт фумарольной деятельности. Пикромерит также может быть фумарольным образованием, однако чаще он встречается в тесной ассоциации с каинитом и другими минералами описываемой группы в соляных месторождениях.

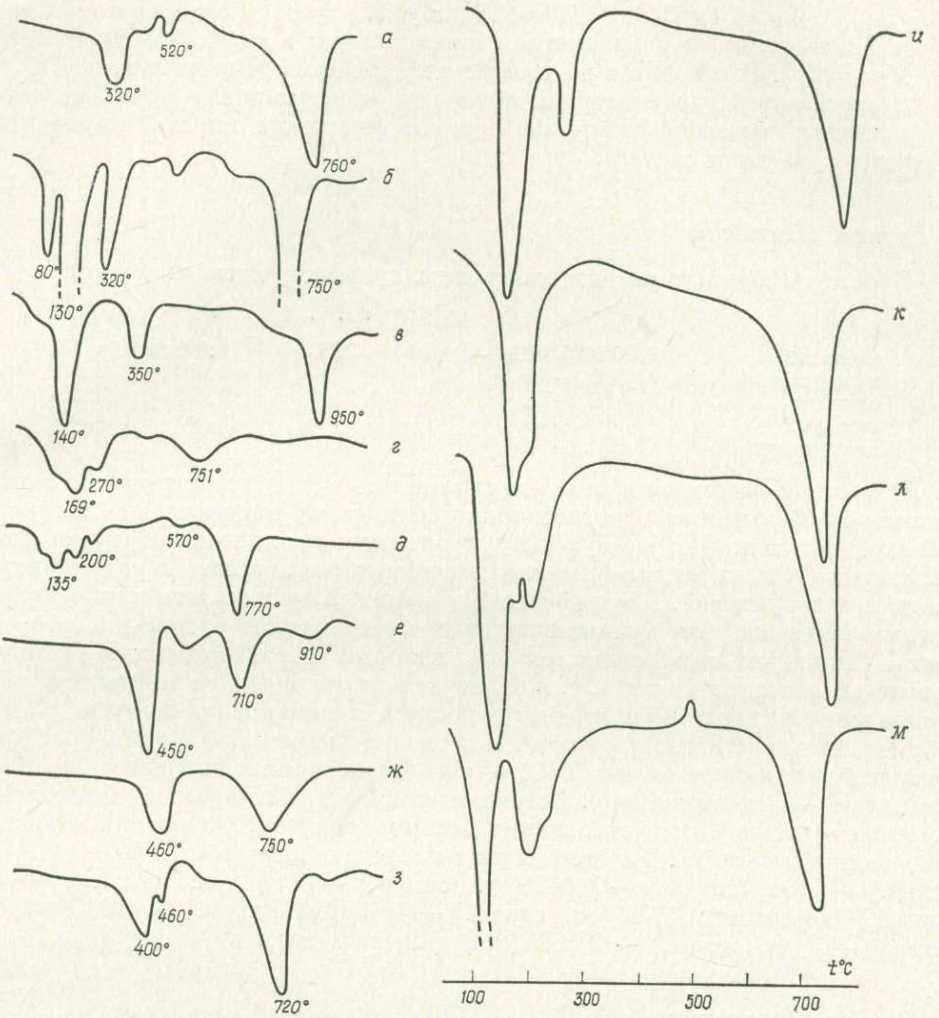
б. Fe-Mn-Na(K)-ассоциация

1. Группа мелантерита

Кроме *мелантерита* $Fe[SO_4]\cdot 7H_2O$, к этой группе относятся следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Ссомольнокит	$Fe[SO_4]\cdot H_2O$	3,05	1,663	1,591
Ссмикит	$Mn[SO_4]\cdot H_2O$	3,15	1,632	1,562
Илезит	$Mn[SO_4]\cdot 4H_2O$	2,25	1,521	1,511
Розенит	$Fe[SO_4]\cdot 4H_2O$	2,29	1,545	1,528
Сидеротил	$Fe[SO_4]\cdot 5H_2O$	?	1,545	1,528
Феррогексагидрат	$Fe[SO_4]\cdot 6H_2O$	—	1,498	1,468
Таурисцит	$Fe[SO_4]\cdot 7H_2O$	?	1,486	1,471
Апловит	$Co[SO_4]\cdot 4H_2O$	—	—	—
Мурхаузеит	$Co[SO_4]\cdot 6H_2O$	—	—	—
Биберит	$Co[SO_4]\cdot 7H_2O$	1,96	1,488	1,475
Маллардит	$Mn[SO_4]\cdot 7H_2O$	1,85	?	?

Таурисцит ромбический, изоструктурен с эпсомитом ($P2_12_12_1$), все остальные моноклинные; встречаются обычно в виде корочек и выцветов зеленоватого, желтоватого и красного (биберит, маллардит) цвета. Сидеротил содержит также Cu и Co. Тв. 2. Главные линии на рентгенограммах: 4,85(6)— 3,42 (10) — 2,57(5) — 2,50(5) — 1,60(8) — 1,29(5) (ссомольнокит); 5,48(9) — 4,498(10) — 3,979(8) — 3,410(8) — 2,973(8) (сидеротил). Илезит и сидеротил оптически отрицательные, все остальные — положительные. Кривые ДТА приведены на фиг. 462.



Ф и г. 462. Кривые ДТА ссомольнокита (*а*), мелантерита (*б*), биберита (*в*), фиброферрита (*г*), рёмерита (*д*), ярозита (*е*), натроярозита (*ж*), аммониоярозита (*з*), кокимбита (*и*), корнелита (*к*), квенштедтита (*л*), хохманнита (*м*).

Мелантерит $Fe[SO_4]\cdot 7H_2O$. Название имеет греческое происхождение и означает «медный», так как этот минерал кристаллизуется из медистых вод в качестве побочного продукта. Содержит 25,84% FeO, 28,80% SO_3 и 45,36% H_2O. *Пизанит* представляет собой разновидность, обогащенную медью, (Fe, Cu) $[SO_4]\cdot 7H_2O$; *кировит* — разновидность, обогащенную магнием, (Fe, Mg)$[SO_4]\cdot 7H_2O$; *люкит* — марганцевистый мелантерит; *соммайрит* — цинковистый мелантерит.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/c$; $a_0 = 14{,}11$ Å, $b_0 = 6{,}51$ Å, $c_0 = 11{,}02$ Å; $\beta = 105°15'$, $Z = 4$. Кристаллы изометричные, коротко- и длиннопризматические, при этом первые являются псевдоромбоэдрическими. Обычно образует сталактитовые, волокнистые и пылевидные агрегаты или корочки. Главные линии на рентгенограмме 5,42(3) — 4,86(10) — 3,74(5) — 3,22(3) — 2,73(3) — 2,63(3).

Физические свойства. Совершенная спайность по {001}. Тв. 2. Уд. в. 1,89. Цвет зеленый, переходящий в зеленовато-голубой и голубой при возрастании содержания меди. Вкус сладковатый и вяжущий, как у квасцов. $n_g = 1{,}486$,

$n_m = 1{,}478$, $n_p = 1{,}471$, $(+)2V = 85°$, $c \wedge Ng = 61°$ (кировит характеризуется более низкими показателями преломления; $n_g = 1{,}476$, $n_p = 1{,}467$, $c \wedge Ng = 12°$). Растворим в воде. Кривая ДТА приведена на фиг. 462.

Нахождение. Подобно другим минералам описываемой группы, мелантерит представляет собой типичный продукт окисления пирита, марказита и других сульфидов железа.

2. Группа кокимбита

В данную группу входят следующие сульфаты железа:

		Уд. в.	n_g	n_p
Ромбоклаз	$FeH[SO_4]_2 \cdot 4H_2O$	2,23	1,638	1,534
Лаузенит	$Fe_2[SO_4]_3 \cdot 6H_2O$	?	1,654	1,598
Корнелит	$Fe_2[SO_4]_3 \cdot 7H_2O$	2,31	1,638	1,567
Кокимбит	$Fe_2[SO_4]_3 \cdot 9H_2O$	2,11	1,555	1,546
Квенштедтит	$Fe_2[SO_4]_3 \cdot 10H_2O$	2,15	1,594	1,547

Ромбоклаз относится к ромбо-дипирамидальному в. с., встречается в виде бесцветных, белых и зеленоватых тонкотаблитчатых кристаллов с совершенной спайностью по {001}. Лаузенит и корнелит моноклинные, образуют соответственно белые и бледно-фиолетовые шаровидные агрегаты с радиальноволокнистой структурой. Кокимбит гексагональный, встречается в виде коротокопризматических или дипирамидальных кристалликов бледно-фиолетового цвета. Диморфен с *паракокимбитом*, который характеризуется дитригонально-скаленоэдрическим в. с. и образует ромбоэдрические или псевдокубические кристаллики. Квенштедтит относится к пинакоидальному в. с., его таблитчатые кристаллики окрашены в бледно-фиолетовый цвет и обладают совершенной спайностью по {010}. Лаузенит оптически отрицательный, все остальные — положительные. Встречаются в Тьерра-Амарилья, Чукикамата и Алькапарроса в Чили в ассоциации с ссомольнокитом, рёмеритом, копиапитом, вольтаитом и др. Главные линии на рентгенограммах: 10,01 (оч. оч. сильн.) — 7,04 (сильн.) — 6,64 (оч. сильн.) — 4,67 (оч. сильн.) — 4,30 (сильн.) (корнелит); 5,78 (оч. сильн.) — 4,19 (оч. сильн.) — 4,08 (оч. оч. сильн.) — 3,08 (сильн.) — 2,582 (ср.) (квенштедтит).

3. Группа бутлерита

Эта группа объединяет сульфаты железа, содержащие гидроксил-ион:

		Уд. в.	n_g	n_p
Метахохманнит	$Fe[SO_4](OH) \cdot 1{,}5H_2O$	?	1,734	1,709
Бутлерит	$Fe[SO_4](OH) \cdot 2H_2O$	2,55	1,731	1,604
Парабутлерит	$Fe[SO_4](OH) \cdot 2H_2O$	2,55	1,737	1,598
Амарантит	$Fe[SO_4](OH) \cdot 3H_2O$	2,28	1,621	1,516
Хохманнит	$Fe[SO_4](OH) \cdot 3{,}5H_2O$	2,2	1,657	1,553
Фиброферрит	$Fe[SO_4](OH) \cdot 5H_2O$	1,86	1,575	1,533

Парабутлерит и фиброферрит ромбические, при этом второй характеризуется совершенной спайностью по {001}. Бутлерит моноклинный, псевдоромбический с совершенной спайностью по {100}. Амарантит и хохманнит относятся к пинакоидальному в. с., обладают совершенной спайностью по {010} и соответственно по {100} и {110}. Тв. 2,5.Метахохманнит, парабутлерит и фиброферрит оптически положительные, остальные — отрицательные. Встречаются в виде желтых корочек или почковидных агрегатов с волокнистой структурой; представляют собой продукты выветривания колчеданных месторождений. Главные линии на рентгенограмме парабутлерита: 5,85 (сильн.) — 4,99 (оч. оч. сильн.) — 3,60 (ср.) — 3,11 (оч. оч. сильн.) — 2,50 (ср.).

4. Группа копиапита

В названную группу входят следующие двойные сульфаты:

		Уд. в.	n_g	n_p
Копиапит	$FeFe_4[SO_4]_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$	2,15	1,577	1,509
Славикит	$MgFe_3[SO_4]_4(OH)_3 \cdot 18H_2O$	1,91	1,533	1,497
Ботриоген	$MgFe[SO_4]_2(OH) \cdot 7H_2O$	2,14	1,582	1,523
Билинит	$FeFe_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$	1,86		1,500
Рёмерит	$FeFe_2[SO_4]_4 \cdot 12H_2O$	2,17	1,583	1,524

Магнокопиапит и *купрокопиапит* представляют собой разновидности, обогащенные Mg и Cu, которые замещают закисное железо. Копиапит относится к пинакоидальному в. с.; встречается в виде желтых таблитчатых по {010} кристаллов с совершенной спайностью по {010}, $(+)2V = 73°$. Рёмерит также относится к пинакоидальному в. с., образует кубовидные коричневые до желтого кристаллы, спайность совершенная по {010} и средняя по {001}, $(-)2V = 45 \div 50°$. Ботриоген — призматического в.с ., кристаллы его обычно призматические с совершенной спайностью по {010}, цвет оранжево-красный, $(+)2V = 42°$. Славикит тригональный, образует мельчайшие кристаллики, таблитчатые по {0001}, оптически одноосный отрицательный. Кривая ДТА рёмерита приведена на фиг. 462. Тв. $\sim$ 3.

5. Группа ярозита

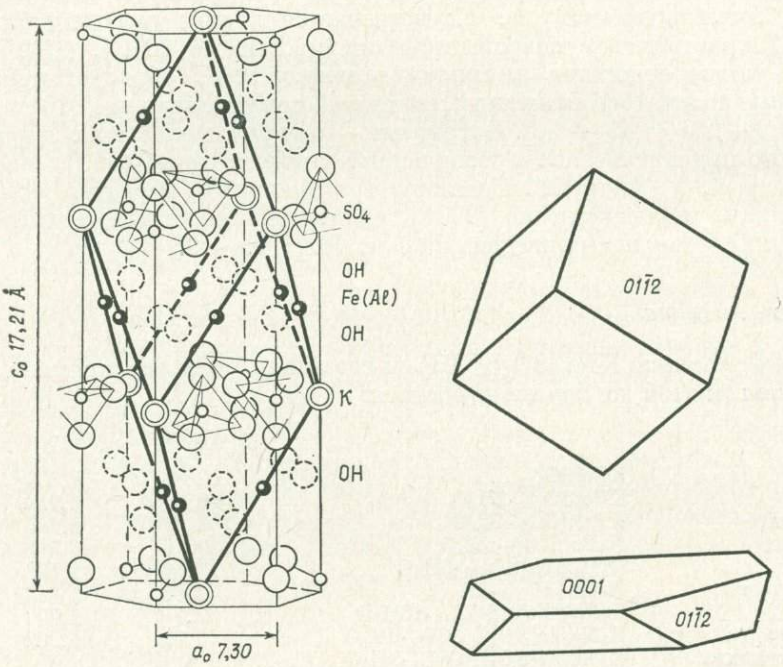
Кроме *ярозита* $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$ и его аналогов, *натроярозита* и *аммониоярозита*, к этой же группе относятся:

		Уд. в.	n_g	n_p
Явапаит	$KFe[SO_4]_2$	2,88	1,698	1,593
Краузит	$KFe[SO_4]_2 \cdot 2H_2O$	2,84	1,722	1,588
Гольдихит	$KFe[SO_4]_2 \cdot 4H_2O$	2,43	1,629	1,582
Амариллит	$NaFe[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$	2,19	1,591	1,532
Мохрит	$(NH_4)_2Fe[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$	1,86	1,497	1,486
Ферринатрит	$Na_3Fe[SO_4]_3 \cdot 3H_2O$	2,58	1,613	1,558
Вольтаит	$K_2Fe_5^{2+}Fe_4^{3+}[SO_4]_{12} \cdot 18H_2O$	2,7	1,602	—
Унгемахит	$K_3Na_9Fe[SO_4]_6(OH)_3 \cdot 9H_2O$	2,29	1,502	1,449
Клиноунгемахит	$K_3Na_9Fe[SO_4]_6(OH)_3 \cdot 9H_2O$	?	?	?
Сидеронатрит	$Na_2Fe[SO_4]_2(OH) \cdot 3H_2O$	2,25	1,586	1,508
Метасидеронатрит	$Na_2Fe[SO_4]_2(OH) \cdot 1{,}5H_2O$	2,46	1,634	1,543
Метавольтин	$K_5Fe_3[SO_4]_6(OH)_2 \cdot 9H_2O$	2,5	1,591	1,573

Первые пять минералов моноклинно-призматические; явапаит характеризуется совершенной спайностью по {100} и {001}, главные линии на рентгенограмме: 7,85(9) — 3,87(8) — 3,37(7) — 2,97(10) — 2,842(7) — 2,394(8). Краузит обладает совершенной спайностью по {001}, а гольдихит — по {100}; главные линии на рентгенограмме гольдихита: 10,29(8) — 7,35(9) — 6,85(7) — 3,403(6) — 3,068(10) — 2,656(6). Сидеронатрит и метасидеронатрит ромбические с совершенной спайностью по {100} у первого и по {100} и {010} у второго. Вольтаит образует изометричные выделения, встречается в виде мельчайших черных или темно-зеленых кубиков и октаэдров без спайности; метавольтин относится к гексагонально-дипирамидальному в. с., проявляет совершенную спайность по {0001}. Клиноунгемахит моноклинный псевдоромбоэдрический, унгемахит ромбоэдрический с совершенной спайностью по {0001}. Явапаит, метавольтин, клиноунгемахит и унгемахит оптически отрицательные, остальные — положительные. Тв. 2,5—3. Цвет обычно желтый. Главные линии на рентгенограмме мохрита: 3,80(10) — 4,20(6) — 2,46(3) — 3,15(3).

Ярозит $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$. Назван по месту его находки в ущелье Ярозо, в Сьерра-Альмагрера, Испания. Содержит 9,41% K_2O, 47,83% Fe_2O_3; 31,97% SO_3 и 10,79% H_2O. Формула *натроярозита* $NaFe_3[SO_4]_2(OH)_6$, что соответствует 6,40% Na_2O, 49,42% Fe_2O_3, 33,04% SO_3 и 11,14% H_2O; *аммониоярозит* $(NH_4)Fe_3[SO_4]_2(OH)_6$ содержит 5,43% $(NH_4)O_2$, 49,93% Fe_2O_3, 33,37% SO_3, 11,27% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Дитригонально-пирамидальный в. с. $R3m$, изоструктурен с алунитом, $a_0 = 7{,}21$ Å, $c_0 = 17{,}03$ Å, $Z = 3$; его структура показана на фиг. 463. Редко образует мельчайшие псевдокубические или таблитчатые по {0001} кристаллики. Обычно встречается в виде



Фиг. 463. Структура и форма кристаллов ярозита.

корочек, землистых масс, зернистых и плотных агрегатов, а также в виде конкреций. Главные линии на рентгенограммах: 3,06(10) —2,28(9) — 1,976(9) — 1,819(9) — 1,538(8) — 1,510(7) (ярозит); 5,04(8) — 3,09(10) — 2,32(7) — 1,982 (7) — 1,822(7) — 1,532(6) (аммониоярозит).

Физические свойства. Спайность по {0001} четкая до совершенной. Тв. ~ ~ 3. Уд. в. 3,25 (ярозит), 3,29 (натроярозит) и 3,11 (аммониоярозит). Цвет желтый до коричневого, блеск стеклянный до смолистого. $n_o = 1{,}820$, $n_e = 1{,}715$ у ярозита; $n_o = 1{,}832$, $n_e = 1{,}750$ у натроярозита; $n_o = 1{,}800$, $n_e = 1{,}750$ у аммониоярозита. Оптически одноосный отрицательный, иногда аномально двуосный. Сильно проявлены пироэлектрические свойства. Кривые ДТА приведены на фиг. 462.

Нахождение. Ярозит обычно встречается в виде корочек и пленок на железных рудах, образующихся при окислении пирита, и может быть ошибочно принят за лимонит.

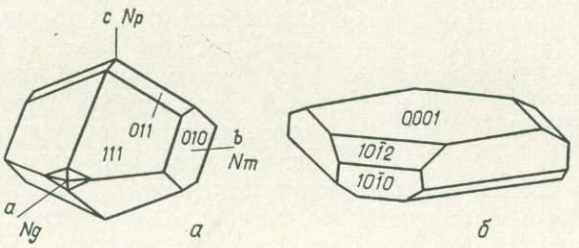
в. Na(K)-Ca-Ba-ассоциация

1. Группа тенардита — мирабилита

В эту группу входят следующие минералы:

		Уд. в.	n_g	n_p
Меркаллит	$KH[SO_4]$	2,31	1,491	1,445
Мизенит	$K_8H_6[SO_4]_7$	2,32	1,487	1,475
Летовицит	$(NH_4)_3H[SO_4]_2$	1,83	1,525	1,510
Арканит	$K_2[SO_4]$	2,66	1,497	1,493
Маскагнит	$(NH_4)_2[SO_4]$	1,76	1,533	1,520
Тенардит	$Na_2[SO_4]$	2,66	1,481	1,466
Афтиталит	$NaK[SO_4]$	2,71	1,496	1,490
Леконтит	$Na(NH_4, K)[SO_4]\cdot 2H_2O$	?	1,453	1,440
Мирабилит	$Na_2[SO_4]\cdot 10H_2O$	1,49	1,398	1,395

Состав афтиталита изменяется от $K_3Na[SO_4]_2$ до $KNa_3[SO_4]_2$, первая формула соответствует разновидности, носящей название *глазерит*. Афтиталит тригональный ($C\bar{3}m$), образует тонко- и толстотаблитчатые по {0001} кристаллы, совершенная спайность по {10$\bar{1}$0} (фиг. 464, *б*). Меркаллит, арканит, маскагнит, тенардит и леконтит ромбические, остальные минералы



а *б*

Ф и г. 464. Форма кристаллов тенардита (*а*) и афтиталита (*б*).

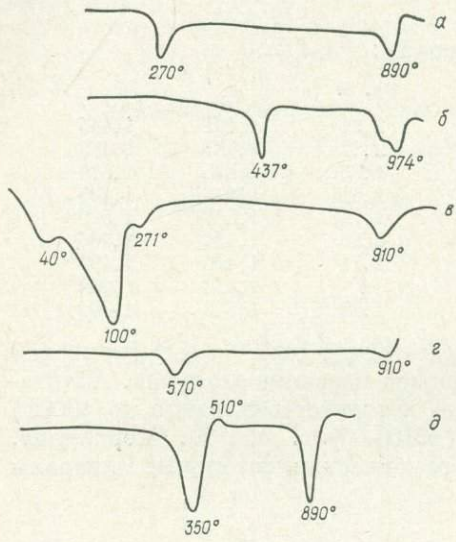
группы моноклинные. Тенардит назван в честь французского химика Л. Ж. Тенарда (1777—1857). Он изоструктурен с серой (*Fddd*), чем и объясняется их морфологическое сходство (фиг. 464, *а*); отличительной особенностью тенардита является совершенная спайность по {010}. Тв. 2—3. Главные линии на рентгенограммах:

Меркаллит 3,85(10) — 3,52(8) — 3,40(9) — 3,01(9) — 2,27(7) — 1,93(7)
Арканит 3,018(10) — 2,909(10) — 2,102(10) — 1,713(7) — 1,432(7) — 1,254(7)
Маскагнит 4,36(10) — 3,91(5) — 3,12(10) — 3,03(10) — 2,32(8) — 2,18(8)
Тенардит 4,62(8) — 3,10(8) — 2,82(10) — 1,860(8) — 1,275(6) — 1,135(6)
Афтиталит 4,07(6) — 3,18(6) — 2,90(10) — 2,06(8) — 1,65(6) — 1,42(5)
Леконит 5,07(10) — 4,65(6) — 3,80(9) — 3,445(6) — 3,321(7) — 3,033(9) — 2,686(8)

Кривые ДТА приведены на фиг. 465; арканит и маскагнит изоструктурны (*Pmcn*) и образуют смешанные кристаллы $(K, NH_4)_2[SO_4]$, называемые *тейлоритом*. *Метатенардит* представляет собой гексагональную высокотемпературную фазу тенардита, возникающую при фумарольной деятельности. Тенардит устойчив в температурном интервале 32—197° С. Ниже 32°С в этой системе устойчив мирабилит $Na_2[SO_4]\cdot 10H_2O$. За исключением оптически отрицательных летовицита, леконтита и мирабилита, все остальные минералы описываемой группы — положительные.

Мирабилит $Na_2[SO_4]\cdot 10H_2O$. Название минералу было дано немецким химиком Дж. Р. Глаубером (1603—1668) и в переводе означает «удивительная соль», поскольку ее получение в первый раз вызвало удивление. Известен также как глауберова соль. Содержит 19,24% Na_2O, 24,85% SO_3, 55,91% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Мирабилит относится к призматическому в. с. $P2_1/c$; $a_0 = 11{,}48$ Å, $b_0 = 10{,}35$ Å; $c_0 = 12{,}82$ Å, $\beta = 107°40'$, $Z = 4$. Кристаллы его по форме напоминают кристаллы буры (фиг. 424); главные формы: a {100}, m {110}, b {010} и c {001}. (010) $\wedge$ (110) = 49°59′, (001) $\wedge$ (100) = 73°15′. Часто длиннопризматический до игольчатого по {010}, также образует зернистые или волокнистые агрегаты и мелкокристаллические корочки. Главные линии на рентгенограмме: 5,5(10) — 4,80(5) — 3,22(7) — 3,10(7) — 2,52(5) — 1,311(4).



Ф и г. 465. Кривые ДТА тенардита (*а*), афтиталита (*б*), мирабилита (*в*), глауберита (*г*) и полигалита (*д*).

Физические свойства. Совершенная спайность по {100}, как у буры. Тв. 1,5—2. Уд. в. 1,49. Бесцветный или белый, подобно другим минералам рассматриваемой группы. $n_g = 1{,}398$, $n_m = 1{,}396$, $n_p = 1{,}394$, $Np = b$; $(-)2V = 76°$, $c \wedge Ng = 31°$. Сильная дисперсия $r < v$. Кривая ДТА приведена на фиг. 465.

Нахождение. Мирабилит — типичный хемогенный продукт соляных озер, мелководных заливов и горячих источников, образует также выцветы на почве. Ввиду плохой растворимости при низких температурах он часто осаждается из соляных вод зимой, что и происходит в заливе Кара-Богаз-Гол в Каспийском море и Большом Соленом озере в штате Юта. Ассоциирует с тенардитом, афтиталитом, астраханитом, гипсом и галитом.

2. *Группа сульфогалита — буркеита*

Минералы этой группы содержат добавочные анионы F, Cl и CO_3.

		Уд. в.	n_g	n_p
Шайрерит	$Na_3[SO_4](F, Cl)$	2,61	1,445	1,440
Галеит	$Na_3[SO_4](F, Cl)$	2,61	1,449	1,447
Сульфогалит	$Na_6[SO_4]_2(F, Cl)$	2,50	1,455	
Буркеит	$Na_6[SO_4]_2[CO_3]$	2,57	1,493	1,448
Ханксит	$Na_{22}K[SO_4]_9[CO_3]_2Cl$	2,56	1,481	1,461
Журавскит	$Ca_6Mn_2[SO_4]_2[CO_3]_2(OH)_{12} \cdot 24H_2O$	1,95	1,556	1,540

Первые два минерала — гексагональные, диморфные; сульфогалит образует изометричные ромбододекаэдрические кристаллы размером до 3 *см*; буркеит ромбический ($Pmnm$), встречается в виде таблитчатых кристаллов, часто сдвойникован по {110}; ханксит гексагональный ($P6_3/m$), его кристаллы напоминают кристаллы кварца и достигают 8 *см* в длину, спайность хорошая по {0001}. Тв. 3,5. Журавскит также гексагональный. Главные линии на рентгенограммах:

Сульфогалит 3,54(10) — 2,90(10) — 2,52(8) — 1,934(8) — 1,776(10) — 1,124(6)
Шайрерит 2,99(10) — 2,69(10) — 2,54(8) — 2,14(8) — 1,74(10) — 1,462(8)
Буркеит 3,50(6) — 2,81(10) — 2,62(7) — 1,91(9) — 1,77(6) — 1,472(6)
Ханксит 3,83—3,54—2,78—2,63—1,91
Журавскит 9,6 (оч. оч. сильн.) — 5,53 (сильн.) — 3,81 (сильн.) — 2,73 (ср.-сильн.)— 2,52 (ср.-сильн.)

Первые два минерала оптически положительные, два последние — отрицательные. Все они встречаются в озере Серлс, округ Сан-Бернардино, штат Калифорния.

3. Группа глауберита

Данная группа представлена следующими минералами:

		Уд. в.	n_g	n_p
Калистронтит	$K_2Sr[SO_4]_2$	3,20	1,569	1,549
Глауберит	$Na_2Ca[SO_4]_2$	2,80	1,536	1,515
Сингенит	$K_2Ca[SO_4]_2 \cdot H_2O$	2,60	1,518	1,501
Коктаит	$(NH_4)_2Ca[SO_4]_2 \cdot H_2O$	2,09	1,536	1,524
Гёргейит (михеевит)	$K_2Ca_5[SO_4]_6 \cdot H_2O$	2,75	1,584	1,560
Полигалит	$K_2Ca_2Mg[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$	2,78	1,567	1,548
Уклонсковит	$Na_2Mg_2[SO_4]_2(OH)_2 \cdot 4H_2O$	2,42	1,476	1,500

Полигалит пинакоидальный в. с. ($P\bar{1}$), редко образует маленькие кристаллики с совершенной спайностью по {101}, которые обычно сдвойникованы по {010} и {100}. Калистронтит тригональный, изоструктурен с пальмиеритом $K_2Pb[SO_4]_2$. Остальные минералы обладают призматическим в. с. Глауберит часто наблюдается в виде кристаллов изменчивого габитуса с совершенной спайностью по {001}; он относится к пространственной группе $C2/c$, $a_0 = 10{,}01$ Å, $b_0 = 8{,}21$ Å; $c_0 = 8{,}43$ Å; $\beta = 112°11'$, $Z = 4$. Сингенит и коктаит изоструктурны ($P2_1/m$), редко образуют кристаллы, которые характеризуются совершенной спайностью по {110}, кроме того, у сингенита отмечается совершенная спайность по {100}. Гёргейит встречается в виде тонких пластинок, он оптически положителен, тогда как все остальные минералы описываемой группы оптически отрицательные. Тв. 2,5—3,5. Главные линии на рентгенограммах:

Калистронтит 3,14(10) — 3,12(10) — 1,904(9) — 1,736(8) — 1,041(7)
Глауберит 6,22(8) — 3,134(10) — 2,799(7) — 2,660(8) — 1,994(7) — 1,616(7)
Сингенит 9,51(6) — 5,72(6) — 4,63(4) — 3,157(8) — 2,857(10) — 2,740(4)
Полигалит 4,802(1) — 3,175(5) — 2,912(10) — 2,83(10) — 2,846(2) — 1,458(1)
Уклонсковит 3,56(10) — 3,20(10) — 3,02(10) — 2,19(9)

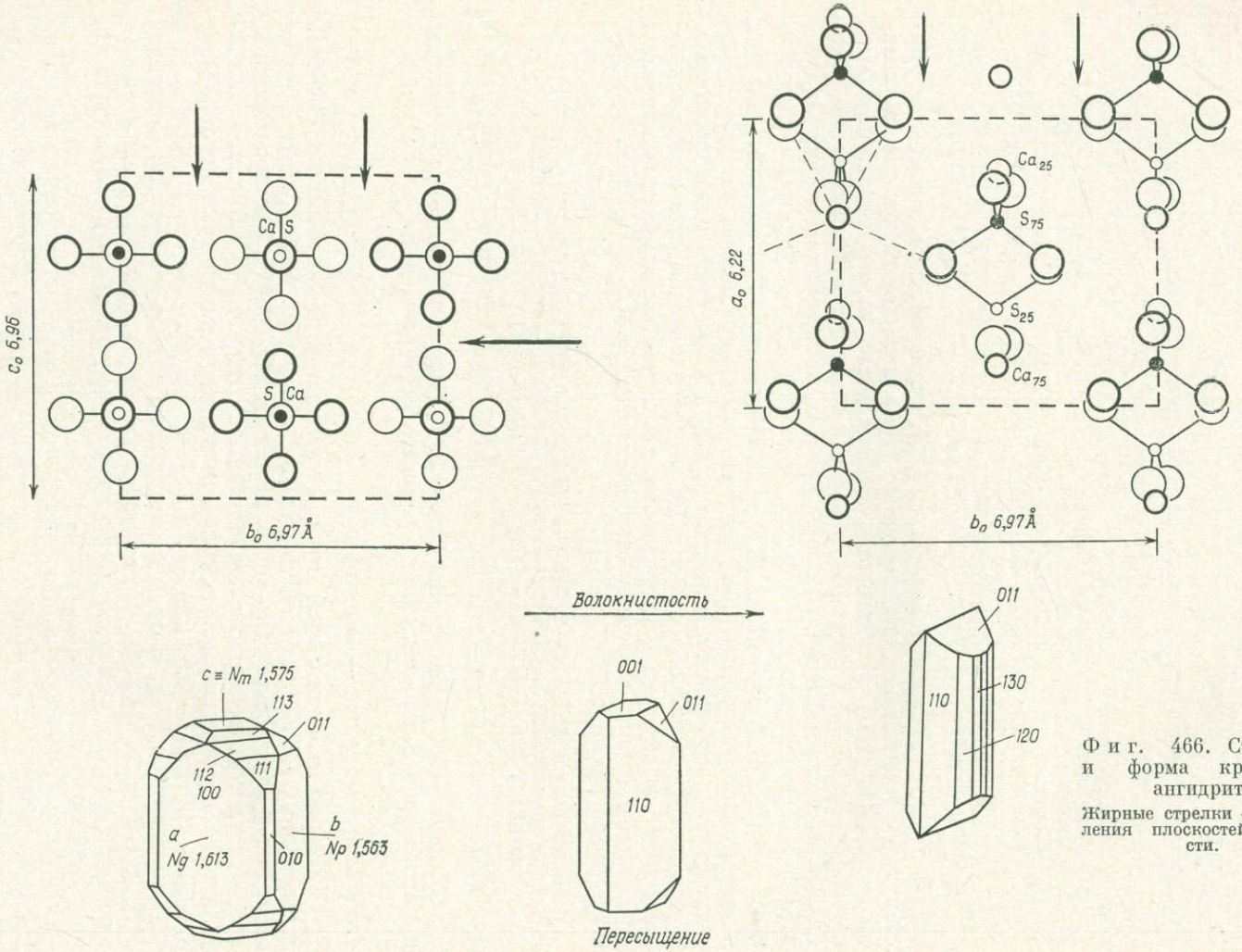
Кривые ДТА приведены на фиг. 465. Глауберит и полигалит — важные и распространенные компоненты соляных месторождений.

4. Группа ангидрита — барита

Главные минералы этой группы представлены *ангидритом* $Ca[SO_4]$, *гипсом* $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$, *целестином* $Sr[SO_4]$ и *баритом* $Ba[SO_4]$. *Бассанитом* обозначают полугидрат сульфата кальция $Ca[SO_4] \cdot 0{,}5H_2O$, встречающийся в виде псевдогексагональных моноклинных волокон, $n_g = 1{,}577$, $n_p = 1{,}550$, удлинение положительное; главные линии на рентгенограмме: 5,95(8) — 3,45(7) — 2,99(10) — 2,80 (10) — 2,13(5) — 1,841(9).

Ангидрит $Ca[SO_4]$. Назван по отсутствию воды в его составе. Содержит 41,19% CaO и 58,81% SO_3. При температуре 1193° переходит в гексагональную модификацию, изоструктурную и изоморфную с высокотемпературными модификациями $Ba[SO_4]$ и $Sr[SO_4]$.

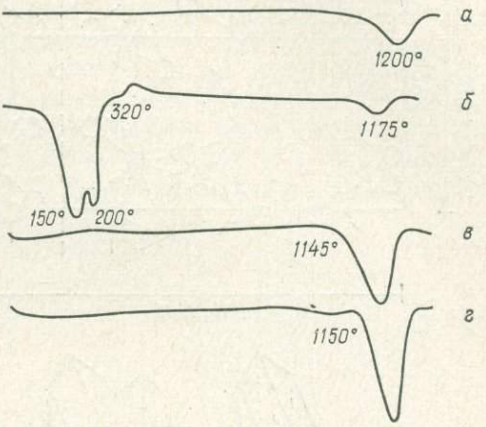
Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. $Bmmb$, $a_0 = 6{,}97$ Å, $b_0 = 6{,}98$ Å, $c_0 = 6{,}23$ Å, $Z = 4$. Структура псевдокубическая (фиг. 466), чем и объясняется изометрическая форма его кристаллов, которые встречаются довольно редко. Главные формы: a {100}, b {010} и c {001}. Обычно образует массивные, зернистые, а иногда волокнистые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 3,49(10) —2,85(8) — 2,32(6)— 2,20(6) — 1,86(7) — 1,64(8).



Ф и г. 466. Структура и форма кристаллов ангидрита.

Жирные стрелки — направления плоскостей спайности.

Физические свойства. Совершенная спайность по {010} и {100}, хорошая по {001}; обломки по спайности похожи на такой изометричный минерал, как галит. Тв. 3,5. Уд. в. 2,98. Бесцветный, белый до голубоватого или розоватого. $n_g = 1{,}614$, $n_m = 1{,}575$, $n_p = 1{,}570$, $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$, $(+)2V = 43°$. Кривая ДТА показана на фиг. 467. Плоскости скольжения: {010}, {100}, {001} и {120}, двойниковое скольжение по {011} и {01̄1}.



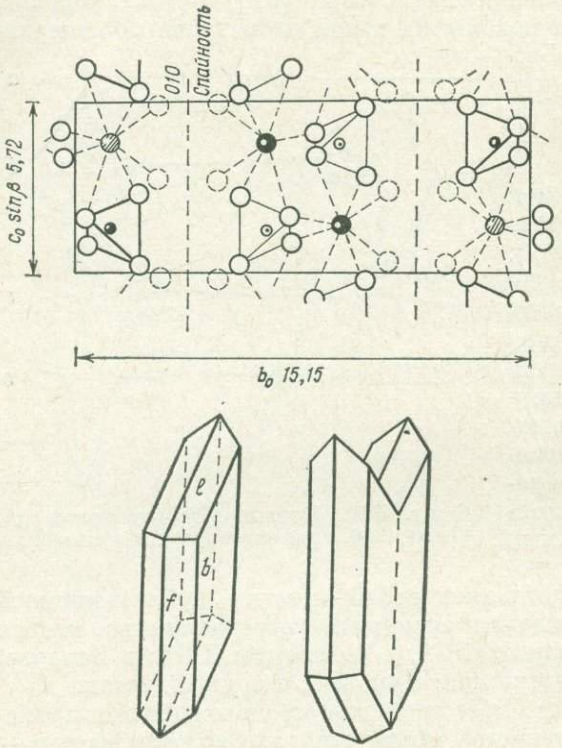
Фиг. 467. Кривые ДТА ангидрита (*а*), гипса (*б*), целестина (*в*) и барита (*г*).

Нахождение. Ангидрит — один из важнейших минералов соляных месторождений, возникающих при испарении морской воды при температуре выше 42° С. Он ассоциирует с гипсом, за счет которого может образоваться; в свою очередь ангидрит легко гидратируется и превращается в гипс. Кроме того, он кристаллизуется при гидротермальных процессах и отлагается в парагенезисе с сульфидами; реже представляет собой продукт сублимационной деятельности. Важные месторождения ангидрита встречаются во многих соляных куполах Техаса и Луизианы, США; в Штасфурте, ГДР; в Величке, Польша; в Пенджабе, Западный Пакистан, Пиренеях и других местах.

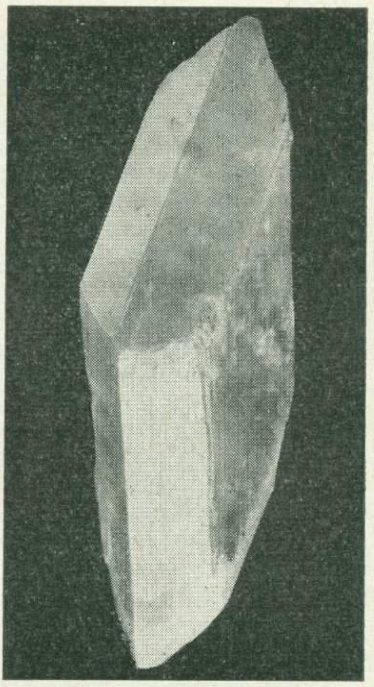
Гипс $Ca[SO_4]\cdot 2H_2O$. Название имеет греческое происхождение и применялось для обозначения обожженного гипса или алебастра. *Селенит* — синоним, применяемый для обозначения полупрозрачного гипса, проявляющего своеобразные луноподобные светлые рефлексы. Содержит 32,57% CaO, 46,50% SO_3 и 20,93% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $A2/n$; $a_0 = 4{,}68$ Å, $b_0 = 15{,}18$ Å, $c_0 = 6{,}29$ Å, $\beta = 113°50'$, $Z = 4$. Структура минерала слоистого типа и состоит из двойных слоев тетраэдрических групп $[SO_4]$, соединенных катионами кальция; эти слои параллельны плоскости {010}. Каждый катион кальция окружен шестью атомами кислорода, относящимися к сульфатным группам, и двумя атомами кислорода, относящимися к молекулам воды (фиг. 468). Часто образует кристаллы со следующими главными формами: *b* {010}; *f* {120}, *l* {1̄11}, *n* {011} и *e* {1̄03}. $(010) \wedge (120) = 55°37'$, $(010) \wedge (1\bar{1}1) = 71°50'$, $(010) \wedge (001) = 69°16'$, $(100) \wedge (001) = 66°10'$ (фиг. 469). Широко распространены контактные двойники по {100} и {101̄}, известные под названием «ласточкин хвост», реже встречаются крестообразные двойники прорастания (фиг. 33). Другие формы нахождения гипса — это массивные агрегаты (*алебастр*), волокнистые агрегаты (*атласный шпат*), искривленные кристаллы (фиг. 470), конкреции и пылевидные массы. Главные линии на рентгенограмме: 4,29(10) — 3,06(6) — 2,87 (7) — 2,68(6) — 2,07(6) — 1,79(5).

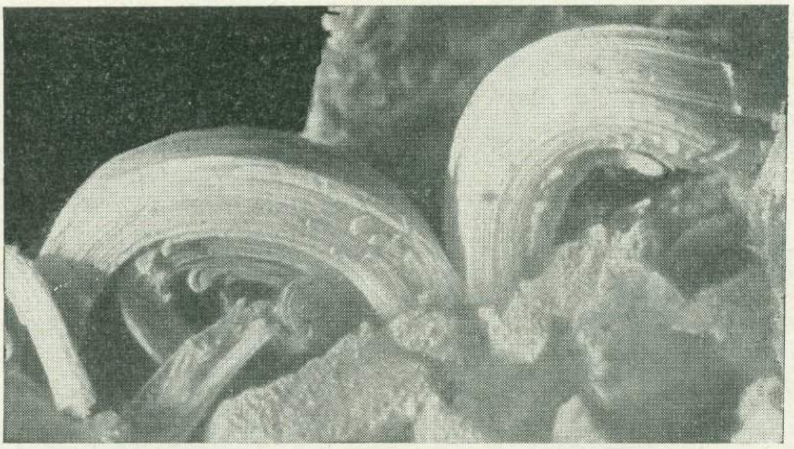
Физические свойства. Совершенная спайность по {010}, соответствующая слоям из молекул H_2O, кроме того, четко проявлена спайность по {100} и {011}. Тв. 2. Уд. в. 2,32. Бесцветный или белый до сероватого и желтоватого. $n_g = 1{,}530$, $n_m = 1{,}523$, $n_p = 1{,}521$, $Nm = b$; $(+)2V = 58°$, $c \wedge Ng = 52°$. Сильная дисперсия $r > v$. Плоскости скольжения {010} и {001}. Кривая ДТА приведена на фиг. 467. Дегидратация гипса происходит постепенно; сначала он превращается в полугидрат $Ca[SO_4]\cdot 0{,}5H_2O$, затем в растворимый ангидрит γ-$Ca[SO_4]$, далее в нерастворимый ангидрит β-$Ca[SO_4]$ и, наконец, при температуре выше 1500° в вероятную модификацию α-$Ca[SO_4]$. Метастабильный γ-$Ca[SO_4]$ получается при температуре 100°



Ф и г. 468. Структура и типичные формы монокристалла и двойника гипса.



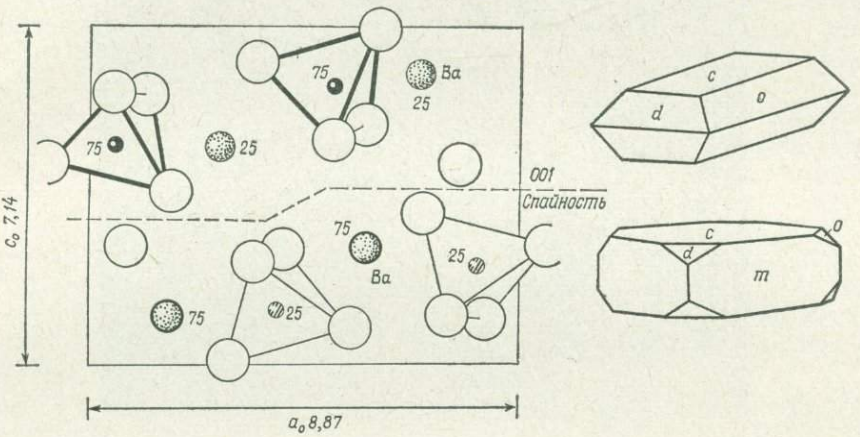
Ф и г. 469. Кристалл гипса.



Ф и г. 470. Искривленные агрегаты гипса из Дагестана, СССР (по Малееву).

в виде гексагонально-трапецеэдрической модификации ($C6_22$), $n_o = 1{,}501$, $n_e = 1{,}546$, уд. в. 2,58. При 150° он превращается в β-Ca[SO_4] (обычный ангидрит). Растворим в HCl и до некоторой степени в воде.

Нахождение. Гипс является широко распространенным минералом и образуется почти всегда в экзогенных условиях (продукт выветривания и хемогенных процессов). Реже он кристаллизуется как первичный компонент гидротермальных жил в ассоциации с первичными сульфидами. В крупных водных бассейнах гипс осаждается одним из первых после карбонатов. В гипергенных условиях гипс возникает преимущественно за счет сульфидов. Хорошо известны его месторождения в районе Джирдженти, Сицилия;



Фиг. 471. Структура и форма кристаллов барита.

в Парижском бассейне, Франция; в Северной Германии; в районе Кракова, Польша; в Зальцбурге, Австрия; в Башкирии и Архангельске, СССР; в Чихуахуа, Мексика; в штатах Нью-Йорк и Мичиган, США; в провинциях Онтарио и Нью-Брансуик (Хилсборо), Канада, и других местах.

Целестин Sr[SO_4]. Назван по своей голубоватой окраске [1]. Содержит 56,42% SrO и 43,58% SO_3. *Баритоцелестин* содержит до 26% BaO, в *кальциоцелестине* имеется небольшое количество кальция, замещающего стронций.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pnma*, $a_0 = 8{,}38$ Å, $b_0 = 5{,}37$ Å, $c_0 = 6{,}85$ Å, Z = 4. Изоструктурен с баритом. Его кристаллы напоминают кристаллы барита; главные формы: *m* {210}, *o* {011}, *l* {102}, *d* {101}, *c* {001}, *z* {211} (фиг. 471). (001) ∧ (101) = 39°24′, (001) ∧ (011) = 52°04′, (210) ∧ (2$\bar{1}$0) = 75°58′, (001) ∧ (211) = 64°22′. Часто образует параллельноволокнистые или радиальнолучистые агрегаты, выполняющие трещины. Главные линии на рентгенограмме: 2,042(10) — 1,999(10) — 1,595(8) — 1,472(8) — 1,202(8) — 1,145(8).

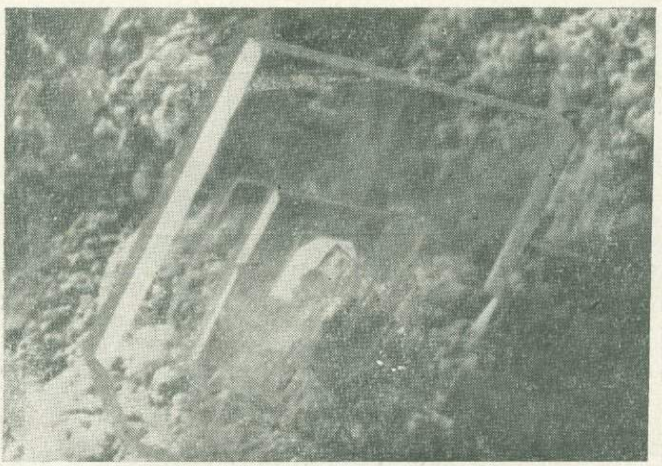
Физические свойства. Спайность совершенная по {001} и хорошая по {210}. Тв. 3—3,5. Уд. в. 3,97. Бесцветный до бледно-голубого или сероватый. $n_g = 1{,}631$, $n_m = 1{,}624$, $n_p = 1{,}622$; $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$; $(+)2V = 50°$, $r < v$. Кривая ДТА приведена на фиг. 467.

Нахождение. Встречается преимущественно в осадочных породах, в прожилках и пустотах. Он осаждается непосредственно из морской воды или из просачивающихся поверхностных вод, которые выщелачивают стронций из осадочных пород и затем отлагают целестин в трещинах в виде волокнистых агрегатов или хорошо образованных кристаллов. Установлен также

[1] «Целестис» в переводе с латинского означает «небесный».— *Прим. перев.*

в гидротермальных жилах. Хорошо известны его месторождения около Бристоля, Англия; в районе Джирдженти, Сицилия (в ассоциации с серой, арагонитом и гипсом); в Гирсхагене, Вестфалия, ФРГ; в Башкирии и других местах СССР; в штатах Нью-Йорк, Калифорния и Огайо, США (в Огайо кристаллы целестина достигают 50 *см*); в провинции Онтарио, Канада, и других местах.

Барит $Ba[SO_4]$. Название имеет греческое происхождение и означает «тяжелый». Содержит 65,70% BaO и 34,30% SO_3. Стронций, свинец и кальций



Фиг. 472. Кристаллы барита из Родоп.

могут замещать в некоторой степени барий, при этом между Ba и Sr существует, вероятно, полная изоморфная смесимость; промежуточные члены называются *баритоцелестином*. *Англезо-барит*, или *хокутолит*, представляет собой свинцовистый барит, содержащий примерно 18% PbO.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pnma*, $a_0 = 8{,}87$ Å, $b_0 = 5{,}45$ Å, $c_0 = 7{,}14$ Å, $Z = 4$. Его структура показана на фиг. 471. Каждый атом бария окружен двенадцатью ионами кислорода, относящимися к тетраэдрическим группам $[SO_4]$. Обычно встречается в виде хорошо оформленных, тонко- и толстотаблитчатых кристаллов (фиг. 472). Главные формы: *c* {001}, *m* {210}, *z* {211}, *n* $(1\bar{1}0)$, *d* $\{10\bar{1}\}$ и *o* {011}, (001) $\wedge$ (101) = 38°51′, (001) $\wedge$ (011) = 52°42′, (210) $\wedge$ $(2\bar{1}0)$ = 78°20′, (001) $\wedge$ (211) = 64°18′. Кроме того, образует грубозернистые и плотные агрегаты, а также сплошные массы, в изломе которых отчетливо проявлена спайность составляющих их зерен барита. Главные линии на рентгенограмме: 3,456(6) — 3,058(7) — 2,106(10) — 1,526(6) — 1,259(6) — 1,093(6).

Физические свойства. Спайность совершенная по {001}, хорошая по {210}, оба направления соответствуют слабым связям в структуре. Тв. 3—3,5. Уд. в. 4,50. Бесцветный или белый, иногда желтый, коричневый; бывает окрашен и в другие цвета благодаря примесям; часто зональный (фиг. 18). $n_p = 1{,}636$, $n_m = 1{,}637$, $n_g = 1{,}648$; $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$; $(+)2V = 37°$, слабая дисперсия $r > v$. Некоторые разновидности флуоресцируют, термолюминесцируют и фосфоресцируют. Кривая ДТА показана на фиг. 467.

Нахождение. Барит — наиболее важный минерал бария, с которым в геохимических процессах тесно ассоциирует стронций. Согласно Гольдшмидту, содержание бария в земной коре составляет 430 *г/т*, т. е. более чем в два раза превышает содержание стронция, достигающего 150 *г/т*. Оба элемента являются типично литофильными, подобно другим щелочноземельным элементам.

Катион бария Ba^{2+} почти одинаков по размеру (1,35 Å) с катионом калия K^+, вследствие чего становится возможным его вхождение в структуры силикатов калия, таких, как полевые шпаты, слюды и др. Катион стронция по своему размеру меньше (1,27 Å) и легче замещает кальций, в результате чего плагиоклазы, как правило, богаче стронцием, тогда как калиевые полевые шпаты богаче барием. Цельзиан представляет собой бариевый аналог полевых шпатов. Барий и рубидий выступают в роли антиподов в калиевых полевых шпатах и считаются наиболее удобными элементами для выяснения степени дифференциации процессов минералообразования. В щелочных породах барий часто соединяется с титаном с образованием таких минералов, как бенитоит, лейкосфенит, каппеленит и др. Пегматиты содержат незначительное количество бария, тогда как гидротермальные месторождения заметно обогащены барием, который здесь концентрируется в барите и реже — карбонате бария (витерите) или в бариевых цеолитах.

В экзогенных условиях барий и стронций мигрируют в виде растворимых бикарбонатов, при этом значительное количество бария все же остается на суше вследствие малой растворимости его солей, тогда как большая часть стронция повторяет миграцию кальция и накапливается в морской воде. Небольшое количество бария также попадает в морские бассейны и осаждается там в виде баритовых или витеритовых конкреций среди осадочных образований. Осадочные породы в целом содержат больше бария, чем изверженные породы, отсюда очевидна возможность мобилизации и обогащения барием гипогенных растворов, которые первоначально были бедны этим элементом.

Крупные месторождения барита находятся в Мёггене, Вестфалия, Фрейберг, Саксония, Клаусталь, Гарц; СССР (Кутаиси в Западной Грузии); Англии (Уэстморленд, Камберленд); США (Чешир в штате Коннектикут, Миссури, Висконсин, центральная Оклахома и др.); Канаде (Хантс-Каунти в Новой Шотландии, Мадок в Онтарио) и других местах.

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

1. *Группа госларита — цинкалуминита*

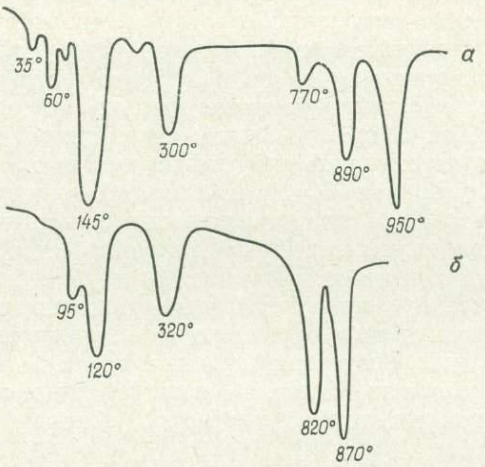
К этой группе относятся следующие сульфаты цинка:

		Уд. в.	n_g	n_p
Цинкозит	$Zn[SO_4]$	3,84	1,670	1,658
Гуннингит	$(Zn, Mn)[SO_4]\cdot H_2O$	3,19	1,630	1,577
Бианкит	$Zn[SO_4]\cdot 6H_2O$	2,07	1,495	1,465
Госларит	$Zn[SO_4]\cdot 7H_2O$	1,98	1,484	1,457
Торрейит	$(Zn, Mn, Mg)_7[SO_4](OH)_{12}\cdot 4H_2O$	2,66	1,585	1,570
Мооreит	$(Zn, Mn, Mg)_8[SO_4](OH)_{14}\cdot 4H_2O$	2,47	1,547	1,533
Дитрихит	$(Zn, Fe, Mn)Al_2[SO_4]_4\cdot 22H_2O$	?	1,488	1,475
Цинкалуминит	$Zn_3Al_3[SO_4](OH)_{13}\cdot 2H_2O$	2,26	1,534	1,514
Глаукокеринит	$(Zn, Cu)_{10}Al_4[SO_4](OH)_{30}\cdot 2H_2O$	2,75	1,542	?

Последний минерал встречается в виде мягких (тв. 1) воскоподобных наплывчатых масс голубого цвета; все остальные — в виде корочек или волокнистых агрегатов, белого или голубоватого цвета, тв. 2,5. Цинкалуминит гексагональный, образует тонкие гексагональные пластинки; цинкозит и госларит ромбические, при этом последний изоструктурен с мелантеритом; остальные минералы описываемой группы моноклинные. Госларит и мооreит характеризуются совершенной спайностью по {010}. Дитрихит оптически положительный, все остальные — отрицательные. Главные линии на рентгенограммах:

Цинкозит 4,168(10) — 3,544(10) — 2,650(10) — 2,615(8) — 2,450(10) — 1,457(6)
Гуннингит 4,77(7) — 3,40(10) — 3,05(6) — 2,51(4) — 1,198(3) — 1,673(3)
Госларит 5,3(6) — 4,20(10) — 3,44(5) — 2,87(5) — 2,20(6) — 2,08(5)
Мооreит 10,37(10) — 8,29(9) — 5,14(10) — 3,45(7) — 2,39(7) — 1,73(7)

Кривая ДТА госларита приведена на фиг. 473. Все минералы описываемой группы вторичные, они образуются в зоне окисления месторождений, обогащенных цинком (сфалеритом).



Ф и г. 473. Кривые ДТА госларита (*а*) и халькантита (*б*).

2. *Группа халькантита — брошантита*

В названную группу входят следующие сульфаты меди:

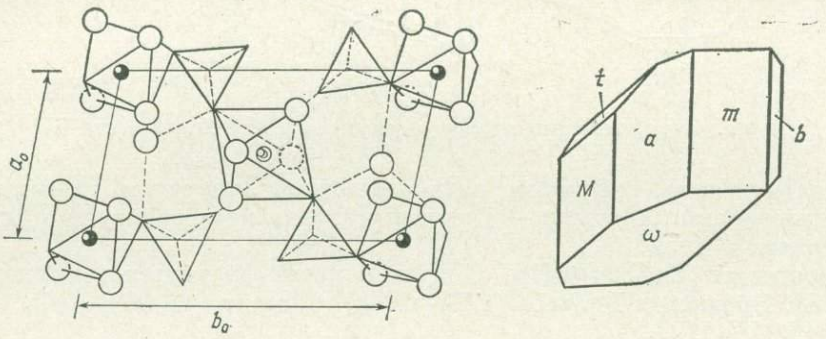
		Уд. в.	n_g	r_p
Халькоцианит	$Cu[SO_4]$	3,65	1,739	1,724
Пойтевинит	$Cu[SO_4]\cdot H_2O$	—	—	—
Бонаттит	$Cu[SO_4]\cdot 3H_2O$	2,66	1,618	1,554
Халькантит	$Cu[SO_4]\cdot 5H_2O$	2,28	1,543	1,514
Бутит	$Cu[SO_4]\cdot 7H_2O$	2,1	1,49	1,47
Долерофанит	$Cu_2[SO_4]O$	4,17	1,880	1,715
Антлерит	$Cu_3[SO_4](OH)_4$	3,88	1,789	1,726
Ктенасит	$Cu_3[SO_4](OH)_4\cdot 2H_2O$	2,97	1,623	1,571
Брошантит	$Cu_4[SO_4](OH)_6$	3,97	1,800	1,728
Лангит	$Cu_4[SO_4](OH)_6\cdot H_2O$	3,49	1,722	1,654
Коннеллит	$Cu_{19}[SO_4](OH)_{32}Cl_4\cdot 3H_2O$	3,36	1,754	1,730

Халькоцианит (синоним: гидроцианит) ромбический (*Pnma*), встречается в виде зеленоватых или голубых таблитчатых кристаллов в фумаролах Везувия; тв. 3,5, оптически отрицательный; главные линии на рентгенограмме: 4,16(7) — 3,537(10) — 2,614(9) — 2,415(7) — 1,773(4) —1,434(3). Бонаттит относится к доматическому в. с., главные линии на рентгенограмме: 5,10(7) — 4,42(10) — 3,96(4) — 3,65(5) — 3,43(5) — 3,25(6). Бутит моноклинный, образует голубые массивные или волокнистые агрегаты, тв.2,5. Долерофанит моноклинный ($C2/m$), встречается в виде маленьких кристалликов, вытянутых вдоль [010], совершенная спайность по $\{\bar{1}01\}$, тв.3. Цвет коричневый почти до черного, оптически положительный. Атомы меди в структуре долерофанита характеризуются шестерной (октаэдрической) или пятерной (тригонально-дипирамидальной) координацией относительно кислорода. Ктенасит моноклинный, образует голубовато-зеленые таблитчатые по [001] кристаллы, тв.2,5, (—) $2V = 51°$, главные линии на рентгенограмме: 12,9(10) — 5,86(9) — 4,84(9) — 3,53(9) — 2,740(10) — 1,701(9).

Лангит ромбический, кристаллы его изометричные или вытянутые по [100], цвет голубой, (—) 2V ~70°, тв. 3, главные линии на рентгенограмме: 7,12(10)— 3,56(9) — 2,60(5) — 2,49(7) — 2,20(5) — 2,13(6). Коннеллит гексагональный (*C6/mmc*), встречается в виде голубых игольчатых кристалликов, оптически одноосный положительный, тв.3, главные линии на рентгенограмме: 13,70(10) — 8,00(10) — 3,27(8) — 2,75(10) — 1,613(8) — — 1,488(7). Наиболее распространенные минералы описываемой группы: халькантит, антлерит и брошантит. *Познякит* $Cu_4[SO_4](OH)_6 \cdot H_2O$ сходен с брошантитом, $n_p = 1{,}625$, $n_g = 1{,}706$; главные линии на рентгенограмме: 6,95(10) — 3,47(3) — 2,701(2) — 2,423(2).

Халькантит $Cu[SO_4] \cdot 5H_2O$. Название означает «медные цветы». Содержит 31,87% CuO, 32,06% SO_3 и 36,07% H_2O. Mg и Zn могут замещать Cu.

Кристаллографическая характеристика. Пинакоидальный в. с. $P\bar{1}$, $a_0 = 6{,}12$ Å, $b_0 = 10{,}69$ Å, $c_0 = 5{,}96$ Å, $\alpha = 97°35'$, $\beta = 107°10'$, $\gamma = 77°33'$, $Z = 2$. Его структура состоит из тетраэдров $[SO_4]$ и октаэдров $CuO_2(OH)_4$



Фиг. 474. Структура и форма кристаллов халькантита.

между которыми располагаются добавочные молекулы воды (фиг. 474). Кристаллы обычно толстотаблитчатые по $\{1\bar{1}1\}$, главные формы: *m* {110}, *M* $\{1\bar{1}0\}$, *a* {100}, ω $\{\bar{1}11\}$, *b* {010}, π {130} и *t* $\{0\bar{2}1\}_o$. (100) ∧ (110) = = 26°04′, (100) ∧ $(\bar{1}\bar{1}1)$ = 120°27′, (010) ∧ (110) = 69°49′, (010) ∧ (130) = = 33,°54′. Образует также сталактитовые, почковидные, и зернистые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 5,46(10) — 4,71(6) — 4,66(6) — 3,98(7) — 1,884(5) — 1,827(3).

Физические свойства. Несовершенная спайность по $\{1\bar{1}0\}$, излом раковистый. Тв. 2,5. Уд. в. 2,286. Цвет голубой. $n_g = 1{,}543$, $n_m = 1{,}537$, $n_p = = 1{,}514$, (—)2V = 56°, $r < v$. Кривая ДТА приведена на фиг. 473.

Нахождение. Халькантит широко распространенный вторичный минерал, встречается вместе с другими гидратированными сульфатами меди в зоне окисления медных месторождений.

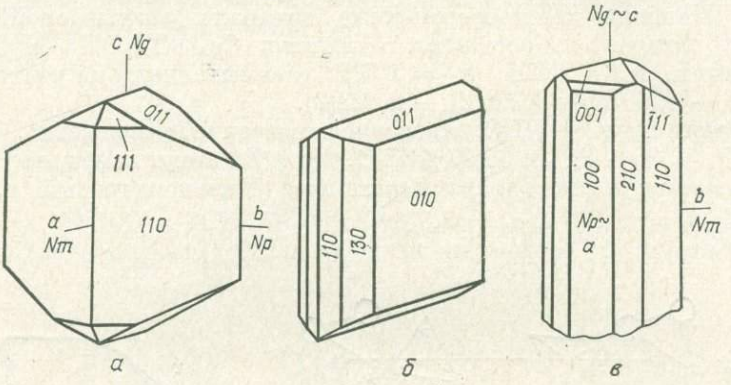
Антлерит $Cu_3[SO_4](OH)$. Назван по его нахождению на руднике Антлер в штате Аризона. Содержит 67,28% CuO, 22,57% SO_3 и 10,15% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pnam*, $a_0 = 8{,}24$ Å, $b_0 = 11{,}99$ Å, $c_0 = 6{,}03$ Å, $Z = 4$. Кристаллы изометричные или таблитчатые по {010} (фиг. 475), главные формы: *m* {110}, *b*{010}, *f* {130}, *o* {011}, *r* {111}; (110) ∧ $(1\bar{1}0)$ = 68°57′, (010) ∧ (130) = 25°53′, (010) ∧ (011) = 63°18′, (110) ∧ (111) = 48°24′. Образует также волокнистые и зернистые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 4,80(7) — 3,58(7) — 2,55(9) — 2,12(10) — 1,63(5) — 1,50(7).

Физические свойства. Совершенная спайность по {010}. Тв. 3,5. Уд. в. 3,88. Цвет зеленый до темно-зеленого. $n_g = 1{,}789$, $n_m = 1{,}738$, $n_p = 1{,}726$;

$Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$, Ng зеленый, Nm голубовато-зеленый, Np желтовато-зеленый, $(+)2V = 53°$.

Нахождение. Подобно другим минералам описываемой группы, антлерит представляет собой вторичный продукт зоны окисления медных месторождений, особенно в засушливых районах. Ассоциирует с брошантитом, атаками-



Фиг. 475. Форма кристаллов антлерита (*а*, *б*) и брошантита (*в*).

том, халькантитом, крёнкитом, натрокальцитом, линаритом, гипсом и другими минералами. Антлерит — главный минерал меди на крупном руднике Чукикамата в Чили.

Брошантит $Cu_4[SO_4](OH)_6$. Назван в честь французского минералога А. Ж. М. Брошан де Вильера (1772—1840). Содержит 70,36% CuO, 17,70% SO_3 и 11,94% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/a$ $a_0 = 13{,}08$ Å, $b_0 = 9{,}85$ Å, $c_0 = 6{,}02$ Å, $\alpha = 103°22'$, $Z = 4$. Кристаллы, как правило, призматические и игольчатые по [001], главные формы: *a* {100}, *m* {110}, *d* {210}, *c* {001}, *y* {201}, *π* {$\bar{1}11$} (фиг. 475). (100) $\wedge$ (210) = 32°52′. (001) $\wedge$ (100) = 76°38′, (110) $\wedge$ ($\bar{1}10$) = 75°28′, (001) $\wedge$ (111) = 39°54′. Обычны двойники по {100}. Образует также друзовые корочки и зернистые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме : 6,20(7) — 5,25(7) — 3,83(9) — 2,65(7) — 2,49(10) — 1,73(5).

Физические свойства. Совершенная спайность по {100}. Тв. 3,5—4. Уд. в. 3,97. Цвет зеленый до темно-зеленого. $n_g = 1{,}800$, $n_m = 1{,}771$, $n_p = 1{,}728$, $Ng \approx c$, $Nm = b$, $Np \approx a$, $(-)2V \approx 77°$.

Нахождение. Подобно предыдущим минералам, брошантит представляет собой вторичное образование, он характерен для зоны окисления медных месторождений в засушливых районах; примерами являются месторождения в пустынных областях Чили (Чукикамата, Потрерильос, Чальаколь и др.).

3. Группа халькоалюмита

К этой группе относятся двойные сульфаты:

		уд. в.	n_g	p
Халькоалюмит	$CuAl_4[SO_4](OH)_{12} \cdot 3H_2O$	2,29	1,532	1,523
Цианотрихит	$Cu_4Al_2[SO_4](OH)_{12} \cdot 2H_2O$	2,74	1,654	1,591
Спанголит	$Cu_6Al[SO_4](OH)_{12}Cl \cdot 3H_2O$	3,14	1,686	1,638
Рансомит	$CuFe_2[SO_4]_4 \cdot 7H_2O$	2,63	1,695	1,631
Гильдит	$Cu_3Fe_4[SO_4]_7 \cdot 15H_2O$	2,72	1,684	1,623

Последний минерал образует моноклинные псевдокубические кристаллы, цвет коричневый, спайность совершенная по {001} и {100}. Халькоалюмит,

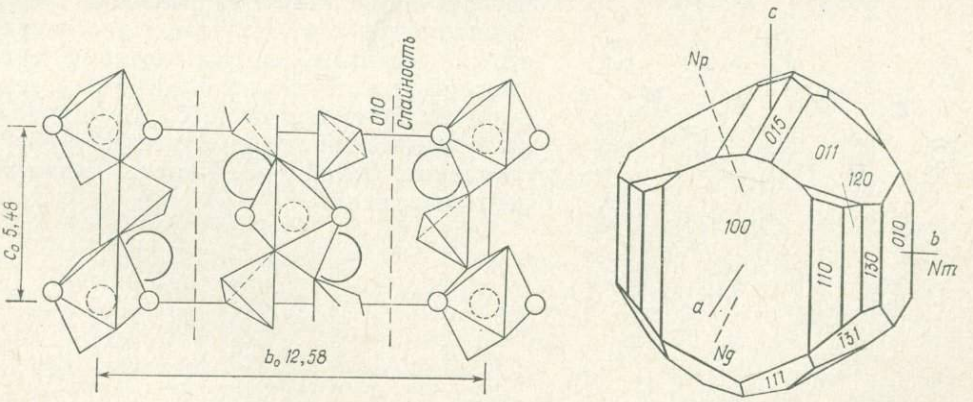
вероятно, триклинный; цианотрихит и рансомит ромбические, второй из них характеризуется совершенной спайностью по {001}; спанголит дитригонально-пирамидальный ($C3c$), также обладает совершенной спайностью по {001}, но встречается в виде зеленых гексагональных пластинок или пирамид, тогда как для предыдущих минералов более типичны кристаллы игольчатой формы и радиальнолучистые волокнистые агрегаты с голубой окраской. Тв. 2,5. Спанголит оптически отрицательный, главные линии на рентгенограмме: 7,07(10) — 3,59(8) — 2,54(7) — 2,36(5) — 1,98(6) — 1,80(7); все остальные минералы описываемой группы оптически положительные. Встречаются в тесной ассоциации с азуритом и малахитом и представляют собой характерные продукты окисления сульфидов меди.

4. Группа крёнкита

Данная группа представлена следующими минералами:

		Уд. в.	n_g	n_p
Крёнкит	$Na_2Cu[SO_4]_2 \cdot 2H_2O$	2,90	1,601	1,544
Цианохроит	$K_2Cu[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$	2,22	1,502	1,484
Лейтонит	$K_2Ca_2Cu[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$	2,95	1,595	1,578
Натрокальцит	$NaCu_2[SO_4]_2(OH) \cdot H_2O$	3,49	1,714	1,649
Девиллин	$CaCu_4[SO_4]_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$	3,13	1,660	1,585
Серпиерит	$Ca(Cu, Zn)_4[SO_4]_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$	2,52	1,647	1,584
Хлоротионит	$K_2Cu[SO_4]Cl_2$	2,67	?	?

Крёнкит моноклинный ($P2_1/c$), образует голубые короткопризматические кристаллы с совершенной спайностью по {010}, тв. 2,5—3; главные линии на рентгенограмме: 2,90(10) — 2,74(10) — 1,845(6) — 1,673(8) — 1,514(6) — 1,457(6). Его структура состоит из бесконечных цепочек $Cu[SO_4]_2 \cdot 2H_2O$,



Ф и г. 476. Структура (по Далману) и форма кристаллов крёнкита.

расположенных параллельно оси c, и атомов натрия, находящихся в промежутках между цепочками, при этом каждый атом натрия окружен шестью атомами кислорода и одной молекулой воды (фиг. 476). Цианохроит также моноклинный, но отличается совершенной спайностью по {$\bar{2}$01}, образует голубые корочки. Лейтонит ромбический ($Fmmm$), без заметной спайности, тв. 3, встречается в виде голубых волокнистых агрегатов. Натрокальцит моноклинный ($C2/m$), для него характерны зеленые кристаллики в виде острых пирамид с совершенной спайностью по {001}, тв. 4,5. Девиллин тоже моноклинный с совершенной спайностью по {001}, образует зеленые корочки и пучковидные агрегаты, тв. 2,5. Серпиерит ромбический, встречается в виде голубых пучковидных агрегатов, состоящих из мельчайших пучко-

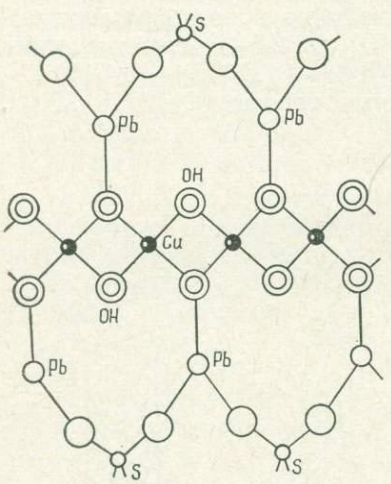
видных кристалликов с совершенной спайностью по {001}. Хлоротионит также ромбический (*Pnma*). Найден в виде голубых сублимационных продуктов на Везувии. Хлоротионит, цианохроит и натрокальцит оптически положительные, тогда как все остальные — отрицательные.

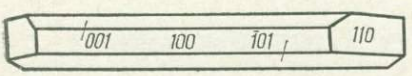
5. Группа англезита — линарита

Кроме *англезита* $Pb[SO_4]$, к этой группе относятся следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Ланаркит	$Pb_2[SO_4]O$	$C2/m$	6,92	2,007
Пальмиерит	$K_2Pb[SO_4]_2$	$R\bar{3}/m$	4,24	1,712
Линарит	$PbCu[SO_4](OH)_2$	$P2_1/m$	5,35	1,838
Биверит	$Pb(Cu, Fe, Al)_3[SO_4]_2(OH)_6$	$R3m$	4,36	1,85
Плюмбоярозит	$PbFe_6[SO_4]_4(OH)_{12}$	$R3m$	3,71	1,875
Аргентоярозит	$AgFe_3[SO_4]_2(OH)_6$	$R3m$	3,66	1,882
Флейшерит	$Pb_3Ge[SO_4]_2(OH)_4 \cdot 4H_2O$	$P6/mmc$	4,59	?
Итоит	$Pb_3Ge[SO_4]_2(O, OH)_4$	$Pnma$	?	?
Шуеттеит	$Hg_3[SO_4]O_2$	гекс.	8,18	>2,10
Каледонит	$Pb_5Cu_2[SO_4]_3[CO_3](OH)_6$	$Pnmm$	5,76	1,866
Уэрриит	$Pb_4Cu[SO_4]_2[CO_3](OH, O, Cl)_3$	?	6,45	2,010
Караколит	$PbNa_2[SO_4](OH, Cl)_2$	mmm	5,1	1,754
Гейерит	$Ca_3Ge[SO_4]_2(OH)_4 \cdot 4H_2O$	$P6/mmc$	2,65	1,569

Озарицаваит $PbCuAl_2[SO_4]_2(OH)_6$ считается алюминиевым аналогом биверита. Линарит обычно образует голубые призматические кристаллы, вытянутые в направлении {010} вследствие цепочечного расположения атомов меди и свинца (фиг. 477). Каждый атом меди окружен четырьмя гидроксильными группами в плоскости, параллельной {010}, которая соответствует направлению совершенной спайности. Каледонит характеризуется зелеными призматическими кристаллами, вытянутыми вдоль [001], и совершенной спайностью по {010}. Все минералы описываемой группы оптически отрицательные. Тв. 2,5—3. Главные линии на рентгенограммах:



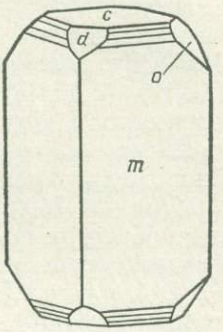


Фиг. 477. Структура (по Бахману) и форма кристаллов линарита.

Линарит 3,52(8) — 3,11(10) — 2,30(8) — 2,10(8) — 1,797(8) — 1,571(8)
Плюмбоярозит 3,05(10) — 2,52(7) — 2,24(9) — 1,973(9) — 1,820(9) — 1,481(8)
Аргентоярозит 3,13(10) — 3,01(10) — 2,49(7) — 2,19(8) — 1,955(8) — 1,820(8)
Флейшерит 3,62(10) — 3,437(6) — 2,635(8) — 2,214(6) — 1,889(6) — 1,438(5)
Итоит 4,24(8) — 3,326(9) — 3,003(9) — 2,691(6) — 2,065(10) — 2,027(8)
Шуеттеит 5,21(2) — 3,34(7) — 2,92(10) — 2,61(5) — 1,937(3) — 1,558(2)
Уэрриит 4,57(8) — 3,14(8) — 3,05(10) — 2,88(4) — 2,74(6) — 1,877(7)
Гейерит 3,34(10) — 4,26(7) — 2,13(6) — 7,40(5) — 3,49(5) — 2,58(5)

Англезит $Pb[SO_4]$. Назван по месту нахождения в Англези, Уэльс. Содержит 73,6% PbO и 26,4% SO_3. Разновидность, обогащенную BaO, называют *баритоанглезитом*.

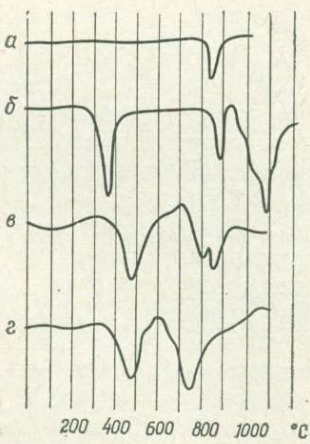
Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с., изоструктурен с баритом и целестином, *Pnma*, $a_0 = 8{,}47$ Å, $b_0 = 5{,}39$ Å, $c_0 = 6{,}94$ Å, $Z = 4$. Кристаллы призматические, вытянуты вдоль оси *c*, *a* или *b* (фиг. 478). Главные формы: *m* {210}, *d* {101}, *o* {011}, *z* {211}, *c* {001}, *y* {111}, *s* {232}. (001) $\wedge$ (101) = 39°22′, (010) $\wedge$ (011) = = 37°48′, (210) $\wedge$ (2$\bar{1}$0) = 76°18′, (001) $\wedge$ (111) = = 56°48′. Кроме того, образует массивные, зернистые и сталактитовые агрегаты. Главные линии на рентгенограмме: 3,21(8) — 3,06(10) — 2,68(7) — 2,06(10) — 2,02(8) — 1,61(7).



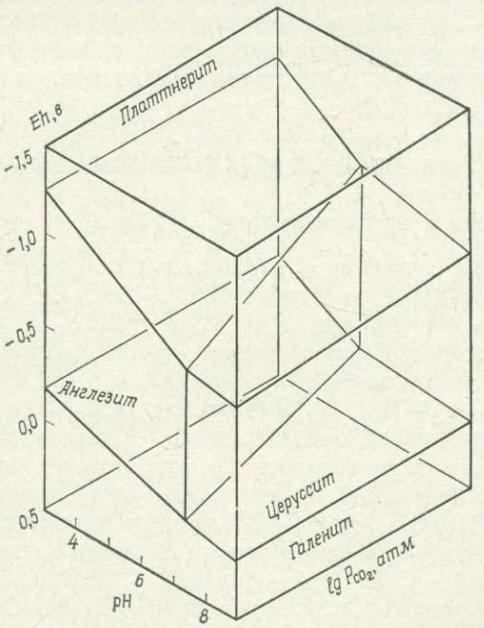
Фиг. 478. Форма кристаллов англезита.

Физические свойства. Спайность хорошая по {001} и отчетливая по {210}. Тв. 2,5—3. Уд. в. 6,38. Бесцветный до белого. $n_g = 1{,}894$, $n_m = 1{,}883$, $n_p = 1{,}877$, $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$; $(+)2V = 75°$. Иногда флуоресцирует желтым цветом в ультрафиолетовом свете. Блеск алмазный и смолистый. При 864° переходит в моноклинную модификацию, которая разлагается в интервале между 900 и 1000°. Кривая ДТА приведена на фиг. 479.

Нахождение. Англезит — типичный продукт выветривания галенитовых месторождений, в которых он образуется непосредственно по галениту. Более поздняя карбонатизация может вызвать кристаллизацию церуссита $PbCO_3$ (фиг. 480). В редких



Фиг. 479. Кривые ДТА англезита (*а*), линарита (*б*), биверита (*в*) и плюмбоярозита (*г*).



Фиг. 480. Диаграмма устойчивости галенита, церуссита, англезита и платтнерита в зависимости от величин Eh, pH и парциального давления двуокиси углерода при 25° С при условии общей концентрации серы в растворе 100 *моль/л* (по Такахаши).

случаях англезит возникает в гидротермальных условиях. Мелкие кристаллы его обнаружены в Сиди-Амор-бен-Салеме, Тунис; в Цумебе, Юго-Западная Африка; в Кер-д'Ален, Айдахо; в Брокен-Хилле, Новый Южный Уэльс, и других местах.

6. Группа уранопилита

В данную группу входят *уранопилит* $(UO_2)_6[SO_4](OH)_{10}\cdot 12H_2O$, *мета-уранопилит* (β-уранопилит) $(UO_2)_6[SO_4](OH)_{10}\cdot 5H_2O$, *циппеит* $(UO_2)_3[SO_4]_2(OH)_2(OH)_2\cdot 8H_2O$, *иоганнит* $Cu(UO_2)_2[SO_4]_2(OH)_2\cdot 6H_2O$ и *минасрагрит* $V_2[SO_4]_3(OH)_2\cdot 15H_2O$. Уранопилит моноклинный, образует желтые волокнистые агрегаты, $n_g = 1{,}631$, $n_m = 1{,}623$, $n_p = 1{,}621$, $Np = b$; оптически положительный; главные линии на рентгенограмме: 9,18(8) — 7,12(10) — 5,51(4) — 4,28(8) — 3,65(5) — 3,31(4). Циппеит ромбический, встречается в виде оранжево-желтых корочек, сфероидальных и пылевидных агрегатов, $n_g = 1{,}720$, $n_m = 1{,}680$, $n_p = 1{,}620$; (—)2V большой; главные линии на рентгенограмме: 7,06(10) — 3,51(9) — 3,12(8) — 2,216(5) — 2,050(5) — 1,749(5). Иоганнит триклинно-пинакоидальный, псевдомоноклинный, образует призматические кристаллы или пучковидные волокна. Цвет зеленый, проявляется сильный плеохроизм в желтых и зеленых тонах; $n_g = 1{,}614$, $n_m = 1{,}595$; $n_p = 1{,}572$; (—)2V $\approx 90°$; главные линии на рентгенограмме: 7,81(10) — 6,24(9) — 3,89(4) — 3,42(5) — 3,13(4) — 3,06(4). Минасрагрит встречается вместе с патронитом в хорошо известном ванадиевом месторождении Минасрагра близ Серро-де-Паско в Перу; минерал моноклинный, образует кристаллические выцветы, цвет голубой, сильный плеохроизм; *Np* — густо-синий, *Nm* голубой, *Ng* бесцветный; $n_g = 1{,}542$, $n_m = 1{,}530$, $n_p = 1{,}518$, $Np = b$, (—)2V средний; главные линии на рентгенограмме: 4,55(10) — 4,35(6) — 3,51(7) — 2,70(4) — 2,64(4) — 1,92(5).

Все урановые минералы описываемой группы представляют собой продукты выветривания и ассоциируют с другими вторичными минералами урана, особенно с теми, которые относятся к группе торбернита.

Б. СЕЛЕНАТЫ, СЕЛЕНИТЫ, ТЕЛЛУРАТЫ И ТЕЛЛУРИТЫ

1. Группа халькоменита

Эта группа включает *халькоменит* $CuSeO_3\cdot 2H_2O$, *керстенит* $PbSeO_3\cdot 2H_2O$ и *альфельдит* $NiSeO_3\cdot 2H_2O$. Халькоменит характеризуется ромбо-тетраэдрическими в. с. ($P2_12_12_1$), образует голубые призматические и игольчатые кристаллики с сильным плеохроизмом; *Ng* синий, *Nm* синий, *Np* бледно-голубой; $n_g = 1{,}732$, $n_m = 1{,}731$, $n_p = 1{,}710$, $Ng = b$, $Nm = c$, $Np = a$; (—)2V = 34° (Li-свет); тв. 2—2,5; уд. в. 3,35. Керстенит встречается в виде гроздьевидных масс. Альфельдит триклинный, цвет от зеленоватого до розоватого (в зависимости от содержания кобальта), обычно кристаллический, возникает при окислении селенидов. *Гиллеминит* $Ba(UO_2)_3(OH)_4[SeO_3]_2\cdot 3H_2O$ ромбический, уд. в. 4,88; $n_g = 1{,}805$, $n_p = 1{,}720$; (—)2V $\approx 35°$; главные линии на рентгенограмме: 8,39 (сильн.) — 7,29 (сильн.) — 3,55 (ср.— сильн.) — 6,68(ср.) — 3,04 (ср.) — 2,80 (ср.). *Демесмаекерит* $Pb_2Cu_5(UO_2)_2[SeO_3]_6(OH)_6\cdot 2H_2O$ триклинный, образует зеленые пластинчатые кристаллы в зоне окисления медно-кобальтового месторождения в Катанге; уд. в. 5,28; тв. 4—4,5; главные линии на рентгенограмме: 2,97 (оч. оч. сильн.) — 5,42 (оч. сильн.) — 5,89 (сильн.) — 3,34 (сильн.) — 5,14 (ср.) — 4,72 (ср.).

2. Группа эммонсита

К группе эммонсита относятся следующие минералы: *эммонсит* $Fe_2[TeO_3]_3\cdot 2H_2O$, *маккейит* $Fe_2[TeO_3]_3\cdot xH_2O$, *сонораит* $Fe_2Te_2O_5(OH)_4\cdot H_2O$, *деннингит* $(Mn, Ca, Zn)Te_2O_5$, *блейкеит* Fe-теллурит, *тейнеит* $CuTeO_3\cdot 2H_2O$, *поит* $Fe_2[TeO_3]_2[SO_4]\cdot 3H_2O$, *шмиттерит* $(UO_2)TeO_3$, *клиффордит* UTe_3O_8,

моктезумит $Pb(UO_2)[TeO_3]_2$ и *монтанит* $(BiO)_2TeO_4 \cdot 2H_2O$. Эммонсит моноклинный, встречается в виде зеленоватых волокнистых корочек и игольчатых кристаллов с совершенной спайностью по {010}, тв. ~ 5, уд. в. 4,52; $n_g = 2{,}10$, $n_m = 2{,}09$, $n_p = 1{,}962$, $Nm = b$; оптически двуосный отрицательный; главные линии на рентгенограмме: 3,68(8) — 3,13(10) — 2,86(9) — 2,51(9) — 1,80(8). Маккейит тетрагональный ($I4/acd$), образует короткопризматические зеленые кристаллики; $n_0 = 2{,}19$, $n_e = 2{,}21$; тв. 4,5, уд. в. 4,86; главные линии на рентгенограмме: 3,31(8) — 3,16(10) — 2,71(7) — 2,47(6) — 2,21(7) — 1,61(9). Сонораит моноклинный ($P2_1/c$), $a_0 = 10{,}98$ Å, $b_0 = 10{,}27$ Å, $c_0 = 7{,}92$ Å, $\beta = 108°30'$, в его структуре октаэдрические полиэдры железа слагают ступенчатые цепочки, вытянутые параллельно {101}. Эти цепочки связывают друг с другом при помощи атомов теллура, каждый из которых окружен тремя атомами кислорода, и посредством неиспользованной электронной пары четырехвалентного теллура; тв. 3, уд. в. 3,95; $n_g = 2{,}025$, $n_m = 2{,}023$, $n_p = 2{,}018$; (—)2V = 20 ÷ 25°; совершенная спайность по {100}. Деннингит тетрагональный ($P4_2/nbc$), для него характерны восьмиугольные пластинки, $n_0 = 1{,}89$, $n_e = 2{,}00$; уд. в. 5,05; главные линии на рентгенограмме: 4,40 — 3,36 — 3,11 — 2,61 — 2,02. Блейкеит, вероятно, кубический, встречается в виде красновато-коричневых корочек; главные линии на рентгенограмме: 3,33(7) — 3,00(10) — 2,54(9) — 1,91(5) — 1,72(8) — 1,50(6). Тейнеит ромбодипирамидальный, образует призматические кристаллики и голубые корочки. Тв. 2,5, уд. в. 3,80; $n_g = 1{,}791$, $n_m = 1{,}782$, $n_p = 1{,}767$, $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$; Ng индигово-синий, Nm голубой, Np зеленовато-голубой; (—)2V = 36°. Монтанит установлен в виде желтоватых землистых масс, оптически двуосный отрицательный. Поит ромбический ($Pmnb$), спайность совершенная по {010}, уд. в. 3,76, тв. 2,5; $n_g = 1{,}99$, $n_m = 1{,}985$, $n_p = 1{,}72$, $Ng = c$, $Nm = a$, $Np = b$; (—) 2V = 20°; главные линии на рентгенограмме: 7,10(10) — 5,74(10) — 3,239(7) — 3,564(6) — 3,336(6). Шмиттерит ромбический (Pca), $a_0 = 7{,}87$ Å, $b_0 = 5{,}35$ Å, $c_0 = 10{,}01$ А, встречается в виде удлиненнопластинчатых кристаллов и слюдоподобных агрегатов; уд. в. 5,37, $n_g > 2{,}11$, $n_m = 2{,}06$, $n_p = 2{,}04$; (—)2V средний; главные линии на рентгенограмме: 5,38(8) — 4,73(7) — 3,68(10) — 3,17(7) — 3,10(8) — 1,97(6). Шмиттерит найден на руднике Моктезума, Мексика, вместе с эммонситом, моктезумитом, маккейитом и лимонитом. Клиффордит кубический ($Pa3$), образует желтые октаэдрические зерна, уд. в. 6,57, $n > 2{,}11$; главные линии на рентгенограмме: 3,273(10) — 2,844(8) — 2,007(8) — 2,755(7) — 1,712(7). Моктезумит моноклинный ($P2_1/c$), уд. в. 5,67, тв. 3, главные линии на рентгенограмме: 3,156(10) — 3,492(9) — 2,997(8) — 3,088(7) — 3,385(6) — 2,012(5).

Все минералы описываемой группы представляют собой продукты выветривания первичных минералов теллура.

Хроматы

Геохимия хрома напоминает, с одной стороны, геохимию железа и алюминия, а с другой — ванадия. В сульфидной среде хром явно халькофильный, тогда как в условиях литосферы это типично оксифильный элемент. В земной коре хром находится в виде трехвалентного иона Cr^{3+} (0,64 Å) или в виде шестивалентного иона Cr^{6+} (0,4 — 0,5 Å), входящего в состав комплексной группы $[CrO_4]^{2-}$ в сильноокислительной среде. Размер трехвалентного иона хрома приблизительно равен размерам ионов железа и алюминия, вследствие чего между названными элементами возможен изоморфизм, но только в условиях октаэдрической координации. Этим объясняется присутствие хрома в фемических минералах (пироксенах, амфиболах, слюдах, гранатах, эпидотах и др.) и отсутствие его в полевых шпатах. Однако большая часть хрома в гипогенных условиях входит в состав шпинелей (хромит), которые выделяются на самых ранних стадиях кристаллизации ультраосновной магмы. Среднее содержание хрома в разных типах изверженных пород, согласно Гольдшмидту, составляет: 3400 *г/т* для перидотита, 340 *г/т* для габбро, 68 *г/т* для диорита, 2 *г/т* для гранита и 0,7 *г/т* для нефелинового сиенита. Существует ковариационная зависимость между содержанием хрома и никеля в основных породах, которые наиболее богаты обоими этими элементами. В пегматитовых и гидротермальных месторождениях хром, как правило, отсутствует.

В экзогенных условиях хром концентрируется преимущественно в бокситах, а также в почвах. Относительно малой подвижности хрома в виде трехвалентного иона можно противопоставить среду с высоким окислительным потенциалом, в условиях которой он переходит в шестивалентное состояние, подобно ванадию, и образует хроматную группу CrO_4. Такие условия типичны для чилийских провинций Атакама, Тарапака и Антофагаста.

В соответствии с геохимией хрома число хроматов очень ограничено. Это типично анизодесмические соединения, похожие во многих отношениях на сульфаты, с которыми они могут образовывать изоморфные ряды. Обособленные группы CrO_4 в хроматах соединяются с катионами калия или свинца. Главный минерал этого класса *крокоит* $Pb[CrO_4]$ является относительно распространенным. Остальные хроматы, в том числе хроматы с добавочными анионами O или PO_4, довольно редки. К ним относятся:

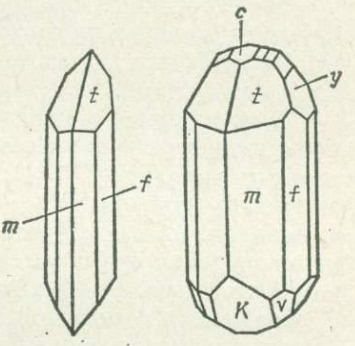
		Уд. в.	n_g	n_p
Хроматит	$Ca[CrO_4]$	?	1,86	1,83
Тарапакаит	$K_2[CrO_4]$	2,74	1,731	1,687
Иранит	$Pb[CrO_4]\cdot H_2O$	5,8	2,45	2,27
Лопецит	$K_2C_2O_7$	2,69	1,805	1,714
Феникохроит	$Pb_3[CrO_4]_2O$	5,75	2,65	2,34
Вокелинит	$Pb_2Cu[CrO_4][PO_4](OH)$	6,02	2,22	2,11
Форнасит	$Pb_2Cu[CrO_4][AsO_4](OH)$	6,27	2,24	2,14

Тарапакаит ромбический (*Pnma*), образует таблитчатые по {001} кристаллы и довольно часто псевдогексагональные двойники по {110}; цвет желтый, $(-)2V = 52°$. Лопецит и иранит относятся к пинакоидальному в. с.;

первый встречается в виде оранжево-красных шаровидных агрегатов, (+)2V = = 50°, совершенная спайность по {010}, тв. 2,5. Феникохроит ромбический, образует таблитчатые кристаллики или тонкие корочки. Цвет яркий оранжево-красный, тв. 3—3,5, (+)2V средний. Вокелинит моноклинный ($P2_1/n$), встречается в виде мельчайших клинообразных кристалликов или волокнистых сосковидных агрегатов. Цвет зеленый и коричневый, тв. 2,5—3, (—)2V ~ 0°. Форнасит также моноклинный ($P2_1/c$), цвет зеленый. Главные линии на рентгенограммах: 3,31(10) — 2,98(10) — 2,88(10) — 2,80(10) — 2,71 (9) (форнасит), 3,60(10) — 3,49(10) — 3,28(10) — 3,18(10) — 3,08(10) (иранит). Последние четыре минерала обычно образуются при окислении галенитовых месторождений, находящихся среди серпентинитов.

Крокоит $Pb[CrO_4]$. Название имеет греческое происхождение и соответствует шафрановому цвету минерала. Содержит 69,06% PbO и 30,94% CrO_3. Некоторое количество SO_4 может замещать CrO_4.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/n$, $a_0 = 7{,}11$ Å, $b_0 = 7{,}41$ Å, $c_0 = 6{,}81$ Å, $\beta = 102°33'$, $Z = 4$. Известны еще две полиморфные модификации: ромбическая — устойчивая при избытке SO_4 в твердом растворе, и тетрагональная — устойчивая при высокой температуре или в виде смешанных кристаллов с MoO_4. Кристаллы крокоита обычно призматические по [001], главные формы: m {110}, f {120}, t {111}, z {011}, k {$\bar{1}$01}, s {441}, c {001} и v {$11\bar{1}$}. (010) $\wedge$ (110) = 46°51′, (010) $\wedge$ (120) = 28°05′ (фиг. 481). Главные линии на рентгенограмме: 3,258 (10) — 3,008 (8) — 2,242 (8) — 1,965 (9) — 1,846 (9) — 1,689 (8).



Фиг. 481. Форма кристаллов крокоита.

Физические свойства. Отчетливая спайность по {110}. Тв. 2,5—3. Уд.в. 5,99. Цвет оранжево-красный. $n_g = 2{,}66$, $n_m = 2{,}36$, $n_p = 2{,}29$ (Li-свет), $Nm = b$, (+) $2V = 57°$, $c \wedge N_g = 5°$; N_p и Nm оранжево-красный, N_g кроваво-красный; очень сильная дисперсия $r > v$.

Нахождение. Крокоит — вторичный минерал, встречается в парагенезисе с пироморфитом, церруситом, вульфенитом, ванадинитом и другими свинцовыми минералами. Впервые был обнаружен на Березовском месторождении около Свердловска, Урал. Хорошо известны его скопления в районе Дандас, Тасмания.

Карбонаты

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Из неорганических соединений углерода в природе известно около восьмидесяти минералов; это соли угольной кислоты литофильных (Na, Ca, Mg, Sr, Ba, TR) или халькофильных (Zn, Cu, Pb, Bi) элементов. Урансодержащие карбонаты редки.

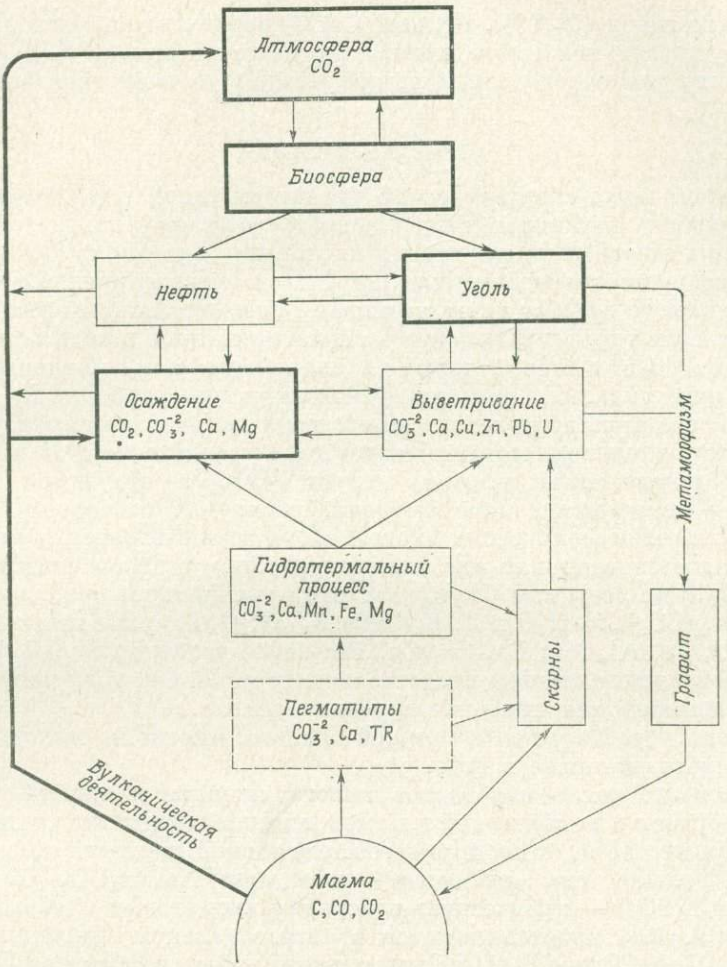
Как элемент с явно выраженной сидерофильной тенденцией углерод присутствует в значительных количествах в метеоритах (0,16%) и в изверженных породах (0,03%). В последних вследствие окисления он образует анионный радикал $[CO_3]^{2-}$ и в такой форме входит в состав магматогенных минералов. Обычно двуокись углерода накапливается на поздних стадиях магматической кристаллизации и во многих случаях играет важную роль в процессе дифференциации магмы, особенно в образовании щелочных пород. В ассоциации с последними часто формируются карбонатиты; это породы, почти целиком состоящие из карбоната кальция, что доказывает значительную концентрацию CO_2 в гипогенных условиях. В пегматитах и гидротермальных образованиях часть CO_2 фиксируется главным образом в виде карбонатов, другая часть — в виде газовых или жидких включений во многих минералах (кварц, сульфиды и др.). Двуокись углерода, критическая температура которой 31° С, в значительной степени растворяется в воде. Ее растворимость возрастает с увеличением давления до определенного предела, выше которого сжатый газ не смешивается с водой и остается в виде самостоятельной фазы. С другой стороны, с увеличением температуры растворимость CO_2 в воде уменьшается, поэтому можно предположить, что обогащение CO_2 будет происходить в низкотемпературных гидротермальных растворах. Деятельность таких растворов приводит к образованию экономически важных месторождений магнезита $MgCO_3$, сформированного за счет ультрабазитовых и других магнезиальных пород и аналогичных ему карбонатов.

Значительные количества CO_2 и CO вместе с другими газами, содержащими углерод, выбрасываются при вулканических извержениях. Таким образом изрядные количества двуокиси углерода попадают в атмосферу, откуда она извлекается организмами или поступает в поверхностные воды. Кругооборот углерода показан на фиг. 482; участки наибольшей концентрации его обозначены жирной линией.

В присутствии воды часть двуокиси углерода превращается в угольную кислоту, которая диссоциирует следующим образом:

$$k_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[H_2CO_3]}, \qquad k_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3]}.$$

Вторая константа диссоциации k_2 значительно меньше, чем первая (10^{-10} по сравнению с 10^{-6} для k_1) вследствие более слабой диссоциации HCO_3. В экзогенных условиях наибольшая часть двуокиси углерода представлена карбонатом кальция, другая часть усваивается зелеными растениями, которые в процессе фотосинтеза превращают ее в органические соединения. Некоторое количество двуокиси углерода фиксируется в соответствующих карбонатных минералах, образующихся в результате окисления гипогенных сульфидов цинка, меди, свинца, висмута и др.



Ф и г. 482. Кругооборот углерода.

Морская вода содержит двуокиси углерода примерно в пятьдесят раз больше, чем атмосфера; моря и океаны служат регуляторами содержания двуокиси углерода в воздухе. В морской воде углерод находится в виде двуокиси карбонатных и бикарбонатных ионов, а также недиссоциированных молекул H_2CO_3, которые равновесны. Это равновесие нарушается только временно биологическими или физико-химическими факторами. Бактерии, например, играют весьма важную роль в геохимии углерода; одни из них увеличивают, другие уменьшают pH воды, регулируя, таким образом, осаждение карбоната кальция. Двуокись углерода — главный продукт деятельности аэробных бактерий, а анаэробные бактерии способствуют образованию CH_4, H_2, H_2S и в ограниченном количестве CO_2.

Известны два устойчивых изотопа углерода C^{12} и C^{13}, содержание которых в карбонатных породах соответственно равно 98,89% и 1,11%. Четыре других изотопа представлены C^{10}, C^{11}, C^{14} и C^{15}, из которых C^{14} природно радиоактивен. Отношение C^{12}/C^{13} в различных углеродных соединениях колеблется (низкое в известковых породах и более высокое в растениях). Различие в изотопном отношении устанавливается и в самих карбонатах. Доломит $CaMg(CO_3)_2$, например, показывает относительно низкое изотопное отношение (88,1%), а карбонаты зоны окисления рудных месторождений имеют

высокое отношение (90,7%). Кальцит $CaCO_3$ различного происхождения также обнаруживает некоторые колебания в отношении C^{12}/C^{13}, что можно использовать для определенной интерпретации условий образования минерала.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ

Основной кристаллохимической характеристикой карбонатов является плоский карбонатный анион $[CO_3]^{2-}$, у которого углерод находится в тройной координации по отношению к атомам кислорода. Подобно сульфатам, фосфатам и аналогичным им соединениям, карбонаты анизодесмичны; в них группы CO_3 изолированы друг от друга катионами или дополнительными анионами. Однако плоские группы CO_3 могут располагаться либо в виде параллельных плоскостей (слоев) и параллельных рядов (цепочек) или в различных направлениях. Таким образом, кристаллическая структура карбонатных минералов обладает более ярко выраженным анизодесмическим характером. Структура кальцита и родственных ему карбонатов слоистого типа вследствие листоподобного расположения плоских групп CO_3, а структура бастнезита $Ce(CO_3)F$ — цепочечного типа благодаря распределению групп CO_3 по оси.

Как и в анизодесмических оксисолях, описанных ранее, в составе карбонатов имеются один или два главных катиона с добавочными анионами или молекулами воды или без них. Поэтому существует два основных типа формул: $A_m(CO_3)_pZq \cdot H_2O$ и $A_mB_n(CO_3)_pZ_q \cdot xH_2O$. Главные катионы: Mg, Ca, Na, TR, U, Fe, Al, Mn, Ba, Zn, Cu, Pb; менее часты K, Sr, Bi, Cr, Co, Ni и NH_4. Добавочные анионы представлены группой OH и F, последний особенно характерен для карбонатов редких земель.

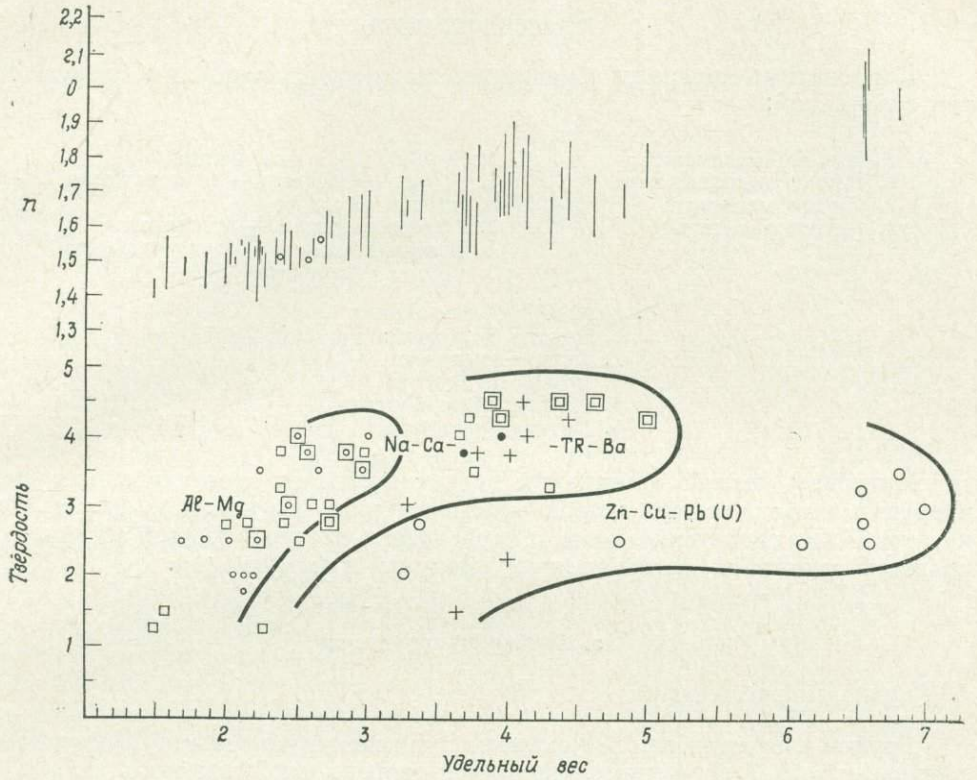
Карбонаты растворимы в соляной кислоте, многие из щелочных карбонатов растворимы также в воде.

Наибольшее число карбонатов кристаллизуется в низшей категории, главным образом в ромбической или моноклинной сингониях; однако значительное количество их относится к гексагональной (включая тригональную) системе. Только два минерала — нортупит $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$ и тихит $Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$ — кубические; некоторые висмутовые карбонаты и фосгенит $Pb_2(CO_3)Cl_2$ кристаллизуются в тетрагональной сингонии и только фоглит $Ca_2CuU(CO_3)_5 \cdot 6H_2O$ в триклинной. Ряд карбонатов — кальцит, доломит, магнезит, сидерит и родохрозит — может образовывать мономинеральные породы, такие, как известняки, доломиты и железистые и магнезиальные пластовые месторождения.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Изменение основных свойств карбонатных минералов показано на фиг. 483. Удельный вес меняется в широких пределах в зависимости от химического состава соответствующих минералов. Сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ имеет самый низкий удельный вес и в то же время это один из самых мягких карбонатов (тв. 1—1,5); наибольшим удельным весом обладают висмутовые и свинцовые карбонаты. Средняя величина твердости карбонатных минералов около 3, более твердые — карбонаты редких земель (тв. 4,5). Показатели преломления колеблются между 1,405 (сода) и 2,115 (фосгенит). Высокое двупреломление у большинства карбонатов объясняется наличием в структуре плоских групп CO_3. Типичны в этом отношении кальцит и аналогичные ему тригональные и ромбические карбонаты, которые, так же как и кальцит, оптически отрицательны. Расположение групп CO_3 по рядам приводит к цепочкоподобным структурам и к изменению оптического знака; примером этого служит бастнезит.

Цвет карбонатных минералов, как и других соединений, зависит преимущественно от присутствия или отсутствия ионов-хромофоров. Медные карбо-



Ф и г. 483. Изменение свойств карбонатных минералов.

Маленькие кружки — Al, Mg; точки — Fe; квадраты — Na(K), Ca, Ba; двойные квадраты — редкие земли; крестики — Zn, Cu; крупные кружки — Pb-, Bi-, U-карбонаты.

наты зеленые или синие; урановые — желтые; карбонаты, содержащие редкие земли, окрашены в коричневый цвет, так же как и железосодержащие; минералы, в состав которых входит кобальт, — розовые, но большинство карбонатов бесцветные или белые.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все карбонаты, за исключением ограниченного числа имеющих гидротермальное происхождение, экзогенные. Они формируются либо в результате процессов выветривания, либо путем осаждения в морских бассейнах. При выветривании обычно образуются карбонаты халькофильных катионов, а седиментогенные представлены карбонатами литофильных катионов. В гипогенных условиях формируются преимущественно безводные карбонаты щелочноземельных металлов (кальцит, магнезит, витерит), редких земель, чаще всего в этом случае с добавочным анионом (F^-) или карбонаты железа и марганца (сидерит, родохрозит). Чрезвычайно важный и широко распространенный в гипогенных образованиях кальцит играет также большую роль в экзогенных месторождениях. В последнем случае обычно образуются пластовые тела (известковые осадочные породы), а когда нисходящие растворы, просачивающиеся через породы, отлагают в трещинах и полостях карбонатные минералы, в этом случае форма тел типично жильная, напоминающая образования гипогенного происхождения.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Карбонатные минералы объединены по главным катионам в следующие три ассоциации:

а. Al-Mg-(Na)-ассоциация
1. Группа гидротальката
2. Группа магнезита
3. Группа эйтелита

б. Na(K)-Ca(TR)-Ba-ассоциация
1. Группа нахколита — термонатрита
2. Группа шортита
3. Группа кальцита — арагонита
4. Группа доломита — баритокальцита
5. Группа бастнезита

в. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация
1. Группа смитсонита
2. Группа малахита
3. Группа церуссита
4. Группа рётзерфордита
5. Группа бисмутита

Минералы первой ассоциации гидротермального происхождения или продукты выветривания; второй — седиментогенные, частично также пегматитовые или гидротермальные, а карбонаты последней, третьей ассоциации представляют собой исключительно продукты выветривания.

а. Al-Mg-(Na)-ассоциация

1. Группа гидротальката

Группа представлена следующими двумя изоструктурными подгруппами (минералы первой подгруппы относятся к тригональной сингонии, второй — к гексагональной);

		Уд. в.	n_o	n_e
Гидротальцит	$Mg_6Al_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,06	1,511	1,495
Стихтит	$Mg_6Cr_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,16	1,545	1,518
Пироаурит	$Mg_6Fe_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,12	1,564	1,543
Ривесит	$Ni_6Fe_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,78	1,735	1,65
Манассеит	$Mg_6Al_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,05	1,524	1,510
Барбертонит	$Mg_6Cr_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,10	1,557	1,529
Шегренит	$Mg_6Fe_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,11	1,573	1,550
Бруньятеллит	$Mg_6Fe(OH)_{13}CO_3 \cdot 4H_2O$	2,14	1,540	1,510
Коулингит	$Mg_{10}Fe_2(OH)_{24}CO_3 \cdot 2H_2O$	2,33	1,588	1,560

Все минералы встречаются в виде листоватых или мелкочешуйчатых масс с совершенной спайностью по {0001}, низкой твердостью (1,5—2), белого, коричневатого или розоватого цвета, в гидротермально измененных серпентинитовых породах. Главные линии на рентгенограмме для ривесита: 7,63(10)— 3,80(7) — 2,60(8) — 2,30(6).

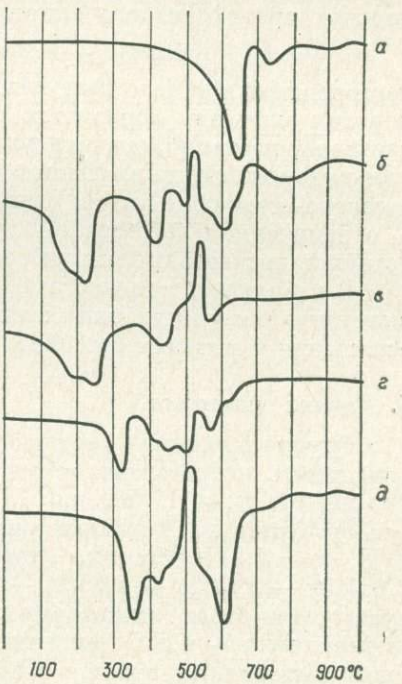
Дополнительно к этой группе относятся *скарброит* $Al_2(CO_3)_3 \cdot 12 \cdot [Al(OH)_3]$, триклинный, со структурой слоистого типа, представленной гиббситовыми слоями и слоями $Al_2(CO_3)_3$; главные линии на рентгенограмме: 8,66(10) — 5,99(6) — 4,456(5) — 4,331(6) — 4,159(5) — 3,724(8). *Давсонит* $NaAlCO_3(OH)_2$, ромбо-пирамидальный в. с. *Ima*, встречается в виде удлиненно-пластинчатых до игольчатых кристаллов с совершенной спайностью по {110}, тв. 2,5, уд. в. 2,44, $Ng = b$, $Nm = c$, $Np = a$, $n_g = 1{,}596$, $n_m = 1{,}542$, $n_p = 1{,}466$, $(-)2V = 77°$. *Алюмогидрокальцит* $CaAl_2(CO_3)_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$, моноклинный, мелоподобные массы волокнистых кристаллов с совершенной спайностью по {100}, тв. 2,5, уд. в. 2,23, $n_g = 1{,}570$, $n_m = 1{,}553$, $n_p = 1{,}485$, $Np = b$, $(-)2V \sim 53°$. *Стенонит* $Sr_2Al(CO_3)F_5$, моноклинный ($P2_1/m$), $n_g = 1{,}538$, $n_m = 1{,}527$, $n_p = 1{,}452$, $Np = b$, $(-)2V = 43°$.

2. Группа магнезита

Кроме магнезита $MgCO_3$, сюда относятся:

		Симметрия	Уд. в.	n_g	n_p
Баррингтонит	$MgCO_3 \cdot 2H_2O$	трикл.	2,825	1,501	1,458
Несквегонит	$MgCO_3 \cdot 3H_2O$	$P2_1/n$	1,85	1,527	1,417
Лансфордит	$MgCO_3 \cdot 5H_2O$	$P2_1/m$	1,69	1,507	1,465
Артинит	$Mg_2CO_3(OH)_2 \cdot 3H_2O$	$C2$	2,02	1,556	1,488
Гидромагнезит	$Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$	$C222_1$	2,23	1,545	1,523

Несквегонит имеет совершенную спайность по {110}; главные линии на рентгенограмме: 6,5(10) — 3,86(9) — 2,61(7) — 2,51(7) — 1,92(7) — 1,79(6) и (—)2V = 53°. Все другие минералы характеризуются совершенной спайностью по пинакоиду; артинит двуосный отрицательный, лансфордит и гидромагнезит — положительные. Тв. 2,5—3,5. Кривые ДТА показаны на фиг. 484. Минералы группы встречаются в виде белых землистых масс или корочек в серпентинитовых породах. Гидромагнезит является промежуточным продуктом между гидроталькитом и артинитом. Главные линии на рентгенограмме для баррингтонита: 8,68—6,087 — 5,816 — 3,093 — 2,936.



Фиг. 484. Кривые ДТА магнезита (*а*), несквегонита (*б*), лансфордита (*в*), артинита (*г*), гидромагнезита (*д*).

Магнезит $MgCO_3$. Название получил в связи с составом. Содержит 47,81% MgO и 52,19% CO_2. Магний может замещаться в значительной степени железом, но природные магнезиты, как правило, бедны этим элементом. Магнезит с содержанием FeO около 9% называется *брейнеритом*, а более богатый железом, переходный к сидериту — *пистомезитом*. В качестве примесей в магнезите также могут присутствовать Ca и Mn, но смесимость между $CaCO_3$ и $MnCO_3$ ограничена. *Гаспеит* имеет формулу (Ni, Mg, Fe)CO_3, *хошиит* — никелевый магнезит.

Кристаллографическая характеристика. Дитригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}c$, $a_0 = 4{,}58$ Å, $c_0 = 14{,}92$ Å, Z = 2. Изоструктурен с кальцитом (см. фиг. 487). Обычно встречается в виде плотных фарфоровидных масс, редко в форме ромбоэдрических или иного габитуса кристаллов. Главные линии на рентгенограмме: 2,737(10) — 2,101(9) — 1,935(6) — 1,697(10) — — 1,336(7) — 1,252(6).

Физические свойства. Спайность совершенная по {10$\bar{1}$1}. Тв. 4. Уд. в. 3,00, возрастает с содержанием железа. Бесцветный или белый. Показатели преломления меняются в зависимости от содержания железа:

	% $MgCO_3$	% $FeCO_3$	n_o	n_e
Магнезит	100	0	1,700	1,509
Брейнерит	90	10	1,707	1,517
Пистомезит	50	50	1,788	1,570
Сидерит	0	100	1,875	1,633

Одноосный отрицательный в связи со слоистоподобным расположением плоских групп CO_3 параллельно {0001}. Магнезит, содержащий до 5% CoO, плеохроирует в красных и пурпурных тонах. Кривую ДТА см. на фиг. 484.

Нахождение. Промышленные месторождения магнезита формируются обычно гидрометасоматическим путем за счет переработки ультрабазитовых пород, известняков или доломитов. Образование магнезита в серпентинитовых породах происходит под влиянием бикарбонатных растворов:

$$H_4Mg_3Si_2O_9 + 3CO_2 \longrightarrow 3MgCO_3 + 2H_2O + 2SiO_2;$$

месторождения такого типа известны в Югославии и Греции. В известковых породах магнезит образуется под действием магнезиально-бикарбонатных растворов поэтапно, сначала доломит $CaMg(CO_3)_2$, а затем магнезит, как в месторождениях Сатка на Южном Урале, Вейч в Австрии и Ляо-Тун и Шен-кин в северо-восточном Китае. При атмосферном давлении магнезит формируется в ограниченном интервале температур 250—350°; ниже этой температуры устойчив несквегонит, а при более высоких температурах — брусит.

В небольших количествах магнезит может образовываться в результате выветривания ультрабазитовых пород, а также накапливаться в результате осаждения в морских бассейнах.

3. Группа эйтелита

Группа включает следующие минералы: *эйтелит* $Na_2Mg(CO_3)_2$, гексагональный, встречается в виде мелких кристаллов с ясной спайностью по {0001}, $n_o = 1{,}450$, $n_e = 1{,}605$; *нортупит* $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$, кубический ($Fd3m$), установлен в форме октаэдрических кристаллов, тв. 3,5 — 4, уд. в. 2,38, $n = 1{,}514$, главные линии на рентгенограмме: 8,00(8) — 2,48(10) — 2,09(10) — 2,12(5) — 1,75(5) — 1,61(5); *брадлейит* $Na_3Mg(CO_3)(PO_4)$ образует светло-серые тонкозернистые массы, уд. в. 2,73, средний показатель преломления $\sim$ 1,525, ассоциирует с шортитом, троной, нортупитом и другими минералами; *тихит* $Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$, кубический (вероятно, Fd3), встречается в форме октаэдрических кристаллов, тв. 3,5—4, уд. в. 2,46, $n = 1{,}508$, ассоциирует с нортупитом, гейлюсситом, тенардитом и другими минералами озера Борное в Калифорнии.

б. Na(K)-Ca(TR)-Ba-ассоциация

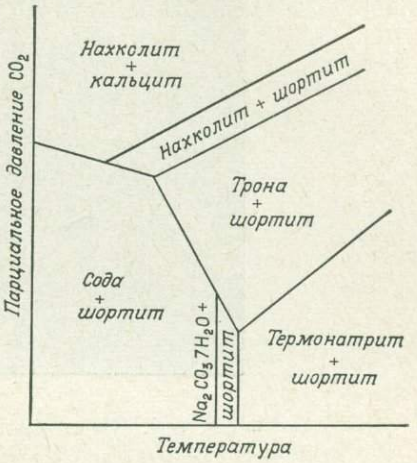
1. Группа нахколита — термонатрита

К этой группе относятся следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.	n_g	n_p
Нахколит	$NaHCO_3$	$P2_1/n$	2,21	1,583	1,377
Калицинит	$KHCO_3$	$P2_1/n$	2,17	1,578	1,380
Вегшайдерит	$Na_3CO_3 \cdot 3NaHCO_3$	$P1$	2,34	1,528	1,433
Тешемахерит	$(NH_4)HCO_3$	$Pccn$	1,57	1,554	1,423
Трона	$Na_3H(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$	$C2/c$	2,14	1,540	1,412
Термонатрит	$Na_2CO_3 \cdot H_2O$	$Pmmm$	2,25	1,524	1,420
Натрон (сода)	$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$	$2/m$	1,48	1,440	1,405

Нахколит встречается в форме призматических кристаллов {001} с совершенной спайностью по {101}, часто сдвойникованных по этой плоскости;

главные линии на рентгенограмме: 2,95(10) — 2,60(8) — 2,19(7) — 2,03(7) — 1,963(6) — 1,888(6). Калицинит и тешемахерит наблюдаются в виде тонкокристаллических белых масс, последний минерал обладает совершенной спайностью по {110}. Кристаллы троны удлиненные по [110], с совершенной спайностью по {100}; главные линии на рентгенограмме: 9,42(8) — 3,06(10) — 2,66(10) — 2,05(7) — 1,734(7) — 1,651(7). Термонатрит встречается обычно в виде корочек или выцветов; главные линии на рентгенограмме: 2,755(10) — 2,670(8) — 2,461(7) — 2,359(9) — 1,997(7) — 1,606(8). Натрон (сода) также образует белые корочки или выцветы; главные линии на рентгенограмме: 5,3(7) — 4,03(5) — 2,89(10) — 2,80(8) — 2,57(6) — 2,43(8). Тв. 2,5 — 3 у нахколита и троны, 1—1,5 у всех остальных минералов группы. Все оптически отрицательные, с средним до большого 2V. Встречаются в типичной ассоциации в озере Серлс в Калифорнии и в формации Грин-Ривер в штатах Вайоминг, Колорадо и Юта, США (фиг. 485).



Фиг. 485. Диаграмма $P_{CO_2} — T$ части системы $NaHCO_3 — Na_2CO_3 — H_2O$ (по Милтону и Эвгстеру).

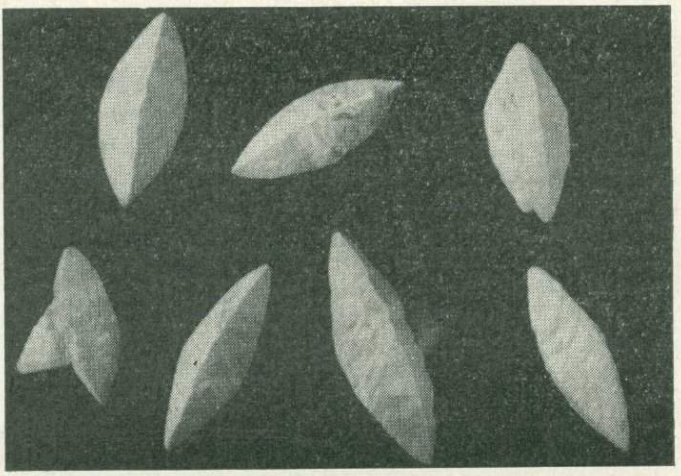
2. Группа шортита

Группа объединяет следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.	n_g	n_p
Шортит	$Na_2Ca_2(CO_3)_2$	$Amm2$	2,60	1,570	1,531
Пирссонит	$Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$	$Fdd2$	2,35	1,575	1,504
Гейлюссит	$Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$	$2/m$	1,99	1,523	1,443
Ньерерит	$(Na, K)_2(Ca, Sr, Ba)(CO_3)_2$	Cmm	2,41	1,504	1,49
Ферчилдит	$K_2Ca(CO_3)_2$	гекс.	?	1,530	1,48
Бючлиит	$K_6Ca_2(CO_3)_5 \cdot 6H_2O$	гекс.	?	1,595	1,455

Шортит бесцветный, кристаллы отчетливо гемиморфные (клиновидные), обладают сильными пироэлектрическими свойствами; в структуре плоские группы CO_3 расположены параллельно или перпендикулярно {100} (фиг. 489). Пирссонит также гемиморфен и пироэлектричен; главные линии на рентгенограмме: 5,14(10) — 3,18(9) — 2,655(9) — 2,491(10) — 2,130(9) — 1,770(9). Кристаллы гейлюссита обычно вытянуты по [100] и клиновидные (фиг. 486) с совершенной спайностью по {110}; главные линии на рентгенограмме: 6,41(10) — 3,176(8) — 2,699(8) — 2,611(8) — 2,486(7) — 1,905(8). Ферчилдит встречается в виде микроскопических гексагональных пластинок; главные линии на рентгенограмме: 6,64(6) — 3,19(10) — 2,641(8) — 2,211(6) — 2,154(6) — 1,880(6). Бючлиит также установлен в виде микроскопических, но бочонковидных кристаллов; главные линии на рентгенограмме: 3,03(8) — 2,860(10) — 2,688(8) — 2,070(8) — 1,690(8) — 1,612(5), тв. ~ 3. Ньерерит встречен в карбонатитах в северной Танганьике; главные линии на рентгенограмме: 6,38—4,438 — 3,046 — 2,533 — 2,070. Пирссонит, оптически положительный, все остальные — отрицательные.

Встречаются в тесной ассоциации с минералами предшествующей группы.



Фиг. 486. Кристаллы гейлюссита из Лагунильяс, Венесуэла.

3. Группа кальцита — арагонита

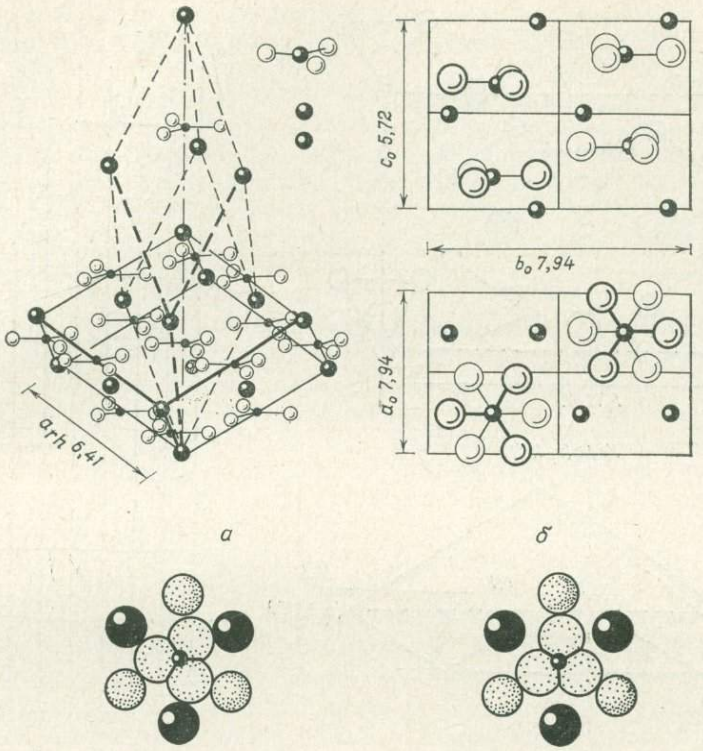
Это наиболее важная группа карбонатов, объединяющая следующие изодиморфные минералы:

		Радиус катиона, Å	Симметрия
Сидерит	$FeCO_3$	0,80	$R\bar{3}c$
Родохрозит	$MnCO_3$	0,91	
Кальцит	$CaCO_3$	1,05	
Арагонит	$CaCO_3$	1,05	$Pmcn$
Стронцианит	$SrCO_3$	1,20	
Витерит	$BaCO_3$	1,38	

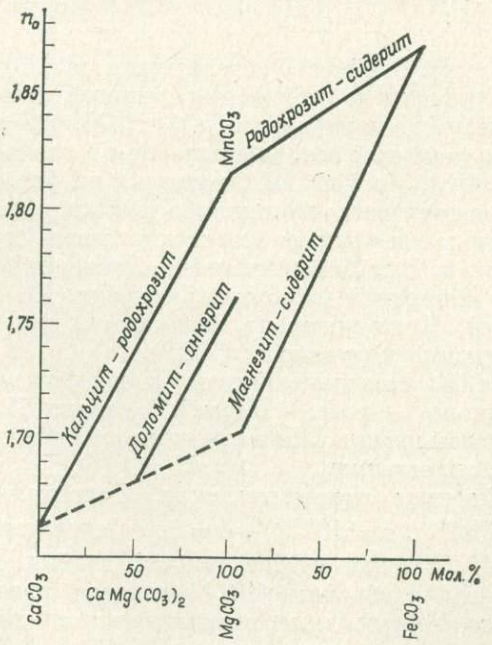
Другие минералы, относящиеся к этой группе, хотя еще не достаточно хорошо изучены, представлены *тригидрокальцитом* $CaCO_3 \cdot 3H_2O$ и *пентагидрокальцитом* $CaCO_3 \cdot 5H_2O$; они неустойчивы и легко превращаются в кальцит. Структуры кальцита и арагонита изображены на фиг. 487 как типичные для минералов соответственно двух подгрупп. Ромбическая структура арагонита и родственных ему карбонатов псевдогексагональная; этим объясняется псевдогексагональный габитус минералов подгруппы и частое двойникование по {110}, способствующее образованию псевдогексагональных кристаллов-двойников.

Сидерит $FeCO_3$. Название происходит от греческого слова, обозначающего железо, и дано в связи с составом минерала. Содержит 62,01% FeO и 37,99% CO_2. Возможна полная смесимость с карбонатом Mg до образования магнезита; магнийсодержащий сидерит известен как *сидероплезит*. Марганцовистая разновидность сидерита называется *олигонитом*.

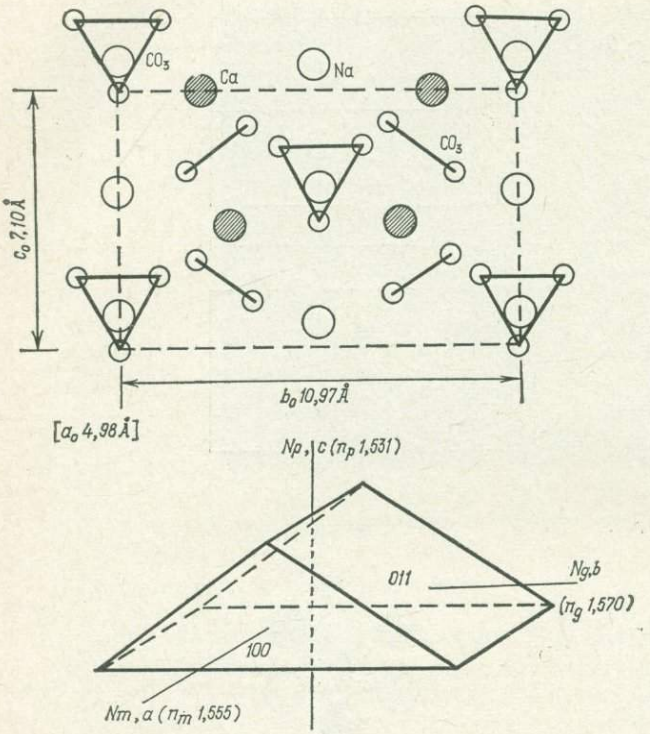
Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}c$, $a_0 = 6{,}03$ Å, $\alpha = 103°05'$, $Z = 4$ для ячейки спайного ромбоэдра; $a_0 = 4{,}71$ Å, $c_0 = 15{,}43$ Å для гексагональной ячейки. Кристаллы обычно ромбоэдрические с $\{10\bar{1}1\}$, менее часты другие формы, как c {0001}, e $\{01\bar{1}2\}$, m $\{10\bar{1}0\}$, v $\{21\bar{3}1\}$, s $\{05\bar{5}1\}$ и др. Грани ромбоэдра нередко искривлены. Сидерит чаще всего встречается в виде массивных или зернистых агрегатов, шаровидных или сфероидальных выделений (*сферосидерит*). Главные линии на рентгенограмме: 3,592(6) — 2,781(10) — 2,348(6) — 2,135(7) — 1,966(6) — 1,733(9).



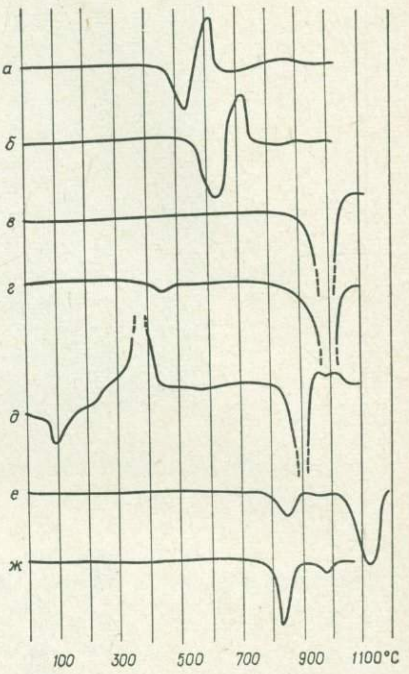
Ф и г. 487. Структура кальцита (*а*) и арагонита (*б*) и положение атомов кальция вокруг групп CO_3 в обеих структурах.



Ф и г. 488. Состав и n_o основных тригональных карбонатов (по Кеннеди).



Фиг. 489. Структура шортита и форма кристаллов с оптической ориентировкой.



Фиг. 490. Кривые ДТА сидерита (*а*), родохрозита (*б*), кальцита (*в*), арагонита (*г*), фатерита (*д*), стронцианита (*е*), витерита (*ж*).

Физические свойства. Спайность совершенная по $\{10\bar{1}1\}$. Тв. $\sim$ 4. Уд. в. 3,91 (меняется в зависимости от содержания примесей Mg и Mn). Цвет желтоватый, бледно-коричневый до коричневого. $n_o = 1{,}875$, $n_e = 1{,}633$; показатели преломления, как и удельный вес, уменьшаются в зависимости от содержания Mg и Mn (фиг. 488). Кривая ДТА показана на фиг. 490.

Нахождение. Сидерит встречается либо как гидротермальный минерал в ассоциации с сульфидами в жилах или в метасоматических телах (Эрцберг в Штирии, Австрия, и Бильбао, Испания), либо как седиментогенный — в виде пластов или конкреций (сферосидерит) (фиг. 104), обычно в угленосных толщах (Дургам, Нортумберленд, Йоркшир и другие районы Англии; Керченский и Таманский полуостров, СССР).

Родохрозит $MnCO_3$. Название связано с его розовым цветом [«родон» по-гречески роза; «хрос» — цвет.— *Перев.*]. Содержит 61,71% MnO и 38,29% CO_2. Непрерывные изоморфные серии приводят к сидериту и кальциту (*манганосидерит* и *манганокальцит*).

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}c$, $a_0 = 6{,}02$ Å, $\alpha = 102°50'$, $Z = 4$ для ячейки спайного ромбоэдра; $a_0 = 4{,}73$ Å, $c_0 = 15{,}51$ Å для гексагональной ячейки. Кристаллы относительно редки, обычны ромбоэдры $\{10\bar{1}1\}$, иногда представлены другими формами. Чаще всего это массивные, зернистые или столбчатые агрегаты или корочки. Главные линии на рентгенограмме: 3,65(7) — 2,850(10) — 1,990(5)— 1,762(8) — 1,540(4) — 1,457(4).

Физические свойства. Спайность совершенная по $\{10\bar{1}1\}$. Тв. 3,5—4. Уд. в. 3,70, изменяется линейно в зависимости от содержания железа и каль-

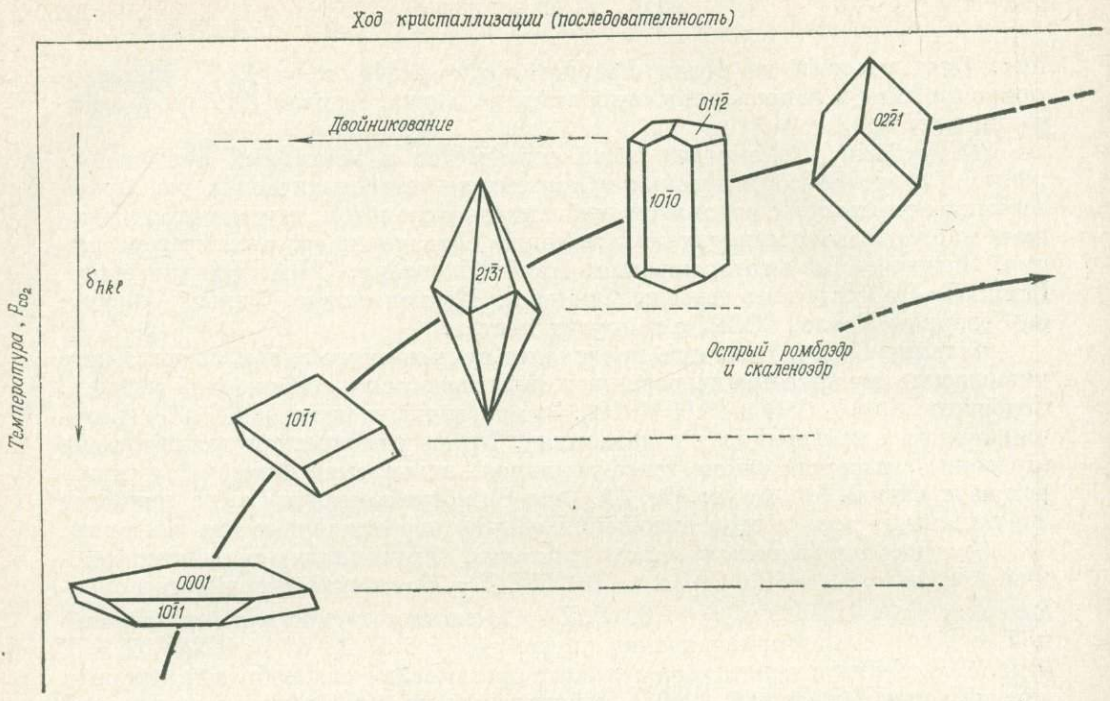
ция. Цвет розовый до розово-красного. $n_o = 1{,}816$, $n_e = 1{,}597$ меняются также линейно в направлении сидерита и кальцита. Кривая ДТА изображена на фиг. 490.

Нахождение. Родохрозит часто встречается в некоторых сульфидных жилах и гидрометасоматических и контактово-метасоматических месторождениях в ассоциации с родонитом, марганцевым гранатом, гаусманитом и другими марганцевыми минералами. Он также образует пластовые месторождения. Значительные месторождения: Бьютт, Монтана, США; Эльнингероде, Гарц; Ла-Кабесс около Арьеж, Франция; Мерионетшире, Уэльс, Англия; на Северном Урале, СССР, и в других местах.

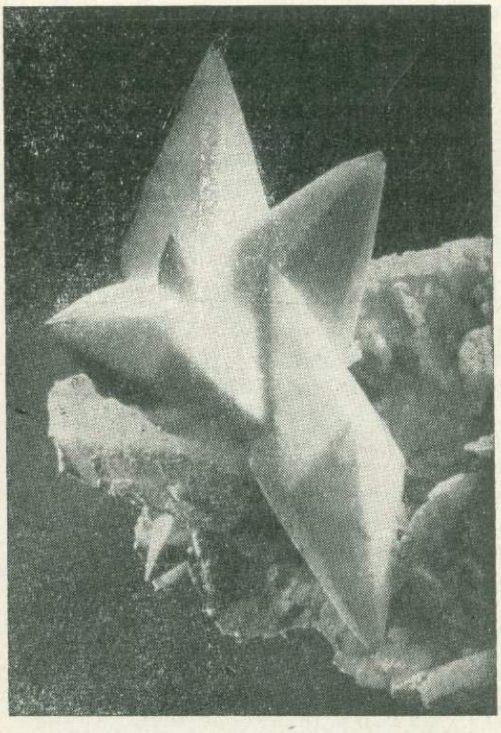
Кальцит $CaCO_3$. Название происходит от греческого слова, означающего уменьшение порошка при нагревании и относившегося к обожженной извести. Содержит 56,03% CaO и 43,97% CO_2. Это устойчивая форма карбоната кальция при всех температурах и давлениях. Кроме ромбической модификации (арагонит), известна также гексагональная, называемая *фатеритом* (минерал неустойчив). Mn, Fe, Sr, Co, Zn, Ba и Pb могут замещать Ca, но наиболее значительную роль в этом отношении обычно играют первые два элемента.

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}c$, $a_{rh} = 6{,}42$ Å, $\alpha = 101°55'$, $Z = 4$ для ячейки спайного ромбоэдра или $a_0 = 4{,}98$ Å, $c_0 = 17{,}02$ Å, $Z = 6$, соответственно для гексагональной ячейки, элементарная ячейка имеет: $a_{rh} = 6{,}37$ Å, $\alpha' = 46°07'$, $Z = 2$ (фиг. 487). Габитус кристаллов кальцита чрезвычайно разнообразен, главным образом призматический [0001], таблитчатый по {0001}, ромбоэдрический с формами {01$\bar{1}$2}, {02$\bar{2}$1}, {40$\bar{4}$1}, редко {10$\bar{1}$1}, скаленоэдрический {21$\bar{3}$1} (фиг. 491, 492, 493). В противоположность другим изоструктурным с кальцитом карбонатам для каждого из которых известно десять или пятнадцать форм, для кальцита их насчитывается более 600. Это, несомненно, связано с устойчивостью структуры других карбонатных минералов, тогда как кальцит обладает искаженной структурой до предела, выше которого при внедрении крупных катионов устойчива схема ромбического арагонита. Этим можно объяснить, почему кальцит весьма часто встречается в кристаллах, тогда как другие тригональные карбонаты предпочитают агрегатную форму или только ромбоэдры {10$\bar{1}$1}, что является более редким для кальцита. Главные кристаллографические формы кальцита: *m* {10$\bar{1}$0}, *e* {01$\bar{1}$2}, *v* {21$\bar{3}$1}, *c* {0001}, *r* {10$\bar{1}$1}, {02$\bar{2}$1}, {40$\bar{4}$1}, {16.0.$\bar{1}$6.1}, {11$\bar{2}$0}. Изменение габитуса кристаллов кальцита, по всей вероятности, контролируется сменой в перенасыщении раствора (обусловлено понижением или повышением температуры), что оказывает влияние на развитие кристаллографических граней, обладающих различной ретикулярной плотностью (фиг. 491). (0001) $\wedge$ (10$\bar{1}$1) = = 44°38′, (10$\bar{1}$1) $\wedge$ ($\bar{1}$101) = 74°57′, (01$\bar{1}$0) $\wedge$ (01$\bar{1}$2) = 63°44′, (21$\bar{3}$1) $\wedge$ (3$\bar{1}$21) = = 35°35′, (000$\bar{1}$) $\wedge$ (02$\bar{2}$1) = 63°08′, (40$\bar{4}$1) $\wedge$ ($\bar{4}$401) = 114° 10′. Двойники по {000$\bar{1}$} и {01$\bar{1}$2} весьма обычны, последние часто пластинчатые; по {10$\bar{1}$1} и {02$\bar{2}$1} более редки. Кальцит также встречается в виде параллельных и субпараллельных сростков волокнистых масс (*атласный шпат*), сталактитов, оолитовых, кораллообразных или землистых агрегатов; массивный или зернистый кальцит является главной составной частью известняков, мраморов и других пород. Главные линии на рентгенограмме: 3,03(10) — 2,28(7) — 2,09(7) — 1,910(9) — 1,873(8) — 1,600(6) (кальцит); 3,57(10) — 3,28(10) — 2,728(10) — 2,062(8) — 1,820(6) — 1,647(2) (фатерит).

Физические свойства. Спайность совершенная по {10$\bar{1}$1}, как и у всех тригональных карбонатов, что соответствует слабым направлениям галитоподобной структуры. Отдельность по {01$\bar{1}$2} обусловлена пластинчатыми двойниками, которые могут образоваться под действием давления и являются двойниками скольжения (фиг. 494). Бесцветный, белый, может быть окрашен примесями железа, меди или других элементов. Одноосный отрицательный,



Ф и г. 491. Кристаллогенетическая диаграмма кальцита.

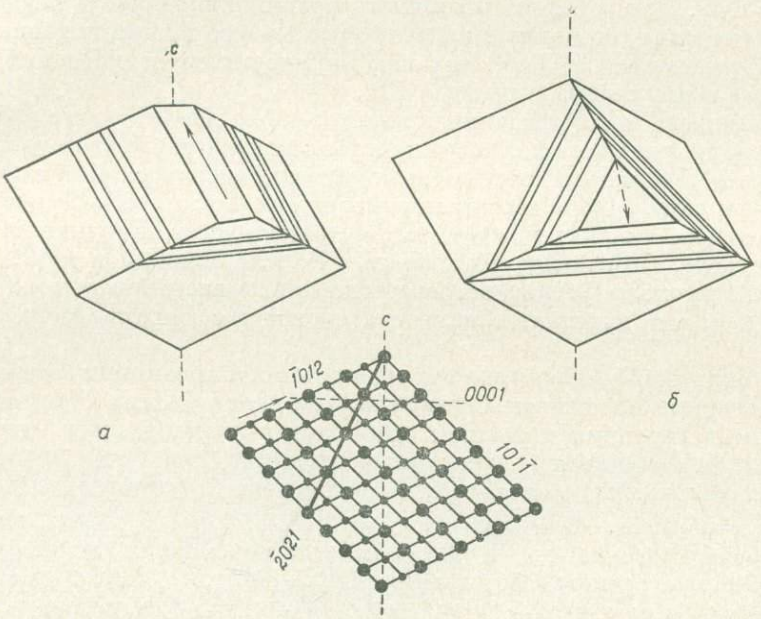


Ф и г. 492. Скаленоэдрический кальцит, инкрустированный кварцем.

Ф и г. 493. Скаленоэдрический кальцит, покрытый поздней генерацией ромбоэдрического кальцита.

как и другие тригональные карбонаты; $n_o = 1{,}658$, $n_e = 1{,}486$ (Na-свет), сильное двупреломление обусловлено слоистоподобным расположением плоских групп CO_3 параллельно {0001}. Изменение показателей преломления показано на фиг. 488, а кривая ДТА — на фиг. 490. Некоторые кальциты люминесцируют.

Нахождение. Образование кальцита тесно связано с геохимическими особенностями кальция и CO_2. Кальций — один из восьми важнейших элементов в земной коре с типичной литофильной тенденцией, и он встречается исключительно как двухвалентный катион ($Ca^{2+} = 1{,}05$ Å). Кальций играет



Фиг. 494. Трансляционное скольжение в кальците (*а*) и доломите (*б*) (по Фейрбейрну и Хоуксу).

существенную роль в эндогенных образованиях. Он входит в состав основных породообразующих силикатных минералов (плагиоклазы, роговая обманка и др.) и в значительной степени также в состав различных карбонатов, особенно кальцита, выделяясь главным образом в течение гидротермальной стадии. Кальцит формируется также в магматогенных условиях в результате дифференциации щелочной магмы, образуя карбонатитовые тела. В течение ранних стадий магматической кристаллизации кальций в значительных количествах входит в состав апатита, а при гидротермальном процессе — в состав флюорита. В гидротермальных жилах кальцит часто образует богатые формами кристаллы различного габитуса (см. фиг. 491) и является одним из самых поздних минералов.

В экзогенных условиях миграция кальция следует миграции двуокиси углерода, образуя растворимый бикарбонат, и в таком виде выносится в морские бассейны. Отложение $CaCO_3$ в экзогенных условиях часто происходит последовательно через различные модификации: $CaCO_3$ (гель) — фатерит — арагонит — кальцит. Кальцит является наиболее устойчивой модификацией и часто образует параморфозы по арагониту. Кальций накапливается в форме кальцита, кроме того, биохимическим путем растениями и различными организмами. Растения извлекают CO_2 из бикарбонатных растворов и, таким образом, понижают растворимость карбоната кальция (например, образова-

ние травертина), а организмы используют $CaCO_3$ для построения своих раковин, которые после смерти организма оседают на дне моря. Растворимость $CaCO_3$ в морской воде зависит главным образом от температуры, парциального давления CO_2, pH и содержания других солей. Холодная вода в отличие от теплой содержит огромные количества CO_2 и поэтому может растворить больше карбоната кальция, чем и объясняется осаждение последнего из холодных потоков, когда они входят в теплые моря.

Известны шесть устойчивых изотопов кальция: Ca^{40}, Ca^{42}, Ca^{43}, Ca^{44}, Ca^{46} и Ca^{48}, распространенность их соответственно 96, 97, 0,64, 0,145, 2,06, 0,0033 и 0,185%. Имеется еще четыре радиоизотопа с массовыми номерами: 39,41, 45 и 49. При изучении изотопного фракционирования в кальцийсодержащих минералах, особенно в кальците различного происхождения, используется соотношение Ca^{44}/Ca^{42}, так как Ca^{40} частично радиогенный и может получаться в результате β-распада K^{40}.

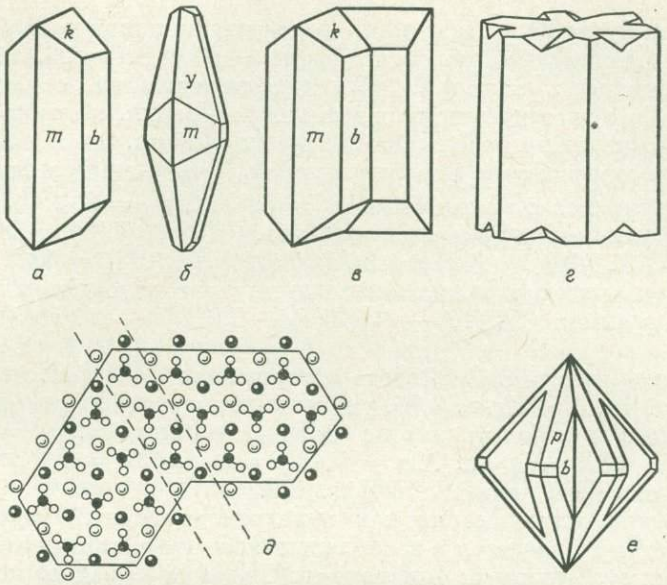
Выдающиеся месторождения кальцита: около Хельгастадир у Эскифьорда в Исландии, где много лет назад кристаллы оптического качества добывали из полостей в базальте (отсюда его название «исландский шпат») — один кристалл из этого района достигал размеров 7 × 2 *м*; Алстон-Мур и Эгремонт в Камберленде, Англия; участок Исеберг близ родника Гардинг, Нью-Мехико; Конгсберг, Норвегия; Пршибрам, Чехословакия, и в других местах. В Фонтенебло около Парижа встречается так называемый «песчанистый кальцит», в котором кристаллы кальцита смешаны с зернами песка более чем на 50%.

Арагонит $CaCO_3$. Название получил по имени провинции Арагон в Испании, где впервые был найден. Состав такой же, как у кальцита, но чаще содержит примеси стронция и свинца; стронциевая разновидность известна как *цейрингит*, а свинцовая — как *тарновитцит*.

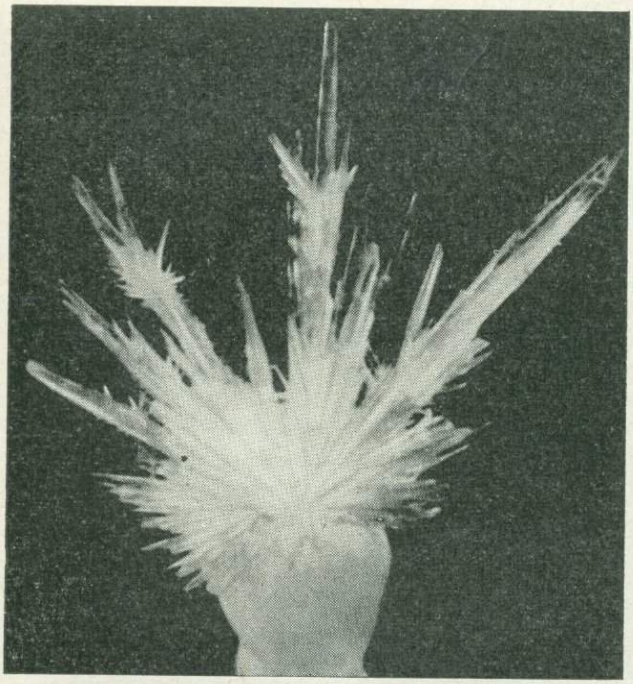
Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pmcn*, $a_0 = 4{,}95$ Å, $b_0 = 7{,}96$ Å, $c_0 = 5{,}73$ Å, $Z = 4$. Кристаллы обычно длиннопризматические до игольчатых или похожие на долото (фиг. 495 и 496). Наиболее развитые формы: *m* {110}, *b* {010}, *k* {011}, *p* {111}, *y* {215} и *q* {061}. (010) ∧ (110) = 58°06′, (001) ∧ (110) = 35°46′, (011) ∧ (01$\bar{1}$) = = 71°33′. Несдвойникованные кристаллы встречаются редко. Двойники срастания и прорастания по {110} весьма распространены (фиг. 497). Арагонит встречается также в виде волокнистых, столбчатых, кораллообразных («железные цветы»), шаровидных или пизолитовых и оолитовых агрегатов (см. фиг. 22). Главные линии на рентгенограмме: 3,40(9)—2,71(6)—2,364(7)—1,975(10) — 1,880(8) — 1,806 (6).

Физические свойства. Спайность ясная по {010}. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,94, возрастает с содержанием свинца. Бесцветный, белый, иногда окрашен примесями. $n_g = 1{,}685$, $n_m = 1{,}681$, $n_p = 1{,}530$, $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$, $(-)2V = 18°$ (Na-свет), $r < v$. Кривая ДТА показана на фиг. 490.

Нахождение. Арагонит является неустойчивой модификацией $CaCO_3$. Он образуется в экзогенных условиях, встречается как низкотемпературный минерал в гидротермальных месторождениях или кристаллизуется из современных термальных источников и гейзеров. Его образованию благоприятствуют примеси в растворах (особенно магнезиальные и стронциевые соли). Он кристаллизуется вместе с кальцитом в кавернах известняков из вадозных растворов или в миндалинах и трещинах вулканических пород (базальты) из циркулирующих термальных растворов. Типичные псевдогексагональные двойники, ассоциирующие с целестином, известны в месторождениях серы в Сицилии. Арагонит используется многими организмами для постройки своих раковин, и он является главным составляющим веществом жемчуга. В геологически молодых формациях арагонит образует криптокристаллическую разновидность (*ктипеит*), представляющую собой оолитовый и пизолитовый агрегаты.



Ф и г. 495. Одиночные (*а*, *б*) и сдвойникованные кристаллы (*в*, *г*) арагонита и структурная схема (*д*), показывающая формирование двойника по {110}; тройник прорастания витерита (*е*).



Ф и г. 496. Игольчатые кристаллы арагонита из Искреца, Балканские горы.

Ф и г. 497. Псевдогексагональный тройник арагонита из Молины, Арагон, Испания.

Стронцианит $SrCO_3$. Назван по городу Строншиан в Шотландии, где минерал был впервые обнаружен. Содержит 70,19% SrO и 29,81% CO_2, почти всегда присутствует кальций, частично замещающий стронций. Между $SrCO_3$ и $BaCO_3$ существует полная изоморфная серия, но природный стронцианит содержит лишь небольшие количества бария.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pmcn*, изоструктурен с арагонитом, $a_0 = 5{,}13$ Å, $b_0 = 8{,}42$ Å, $c_0 = 6{,}09$ Å, $Z = 4$. Морфологически похож на арагонит. (010) $\wedge$ (110) = 58°45′, (001) $\wedge$ $\wedge$ (111) = 54°06′, (010) $\wedge$ (021) = 34°54′, (011) $\wedge$ (011) = 71°14′. Двойники по {110} очень часты и также аналогичны арагонитовым. Главные линии на рентгенограмме: 3,47(10) — 2,416(5) — 2,022(7) — 1,876(5) — 1,794(7) — 1,267(5).

Физические свойства. Спайность совершенная по {110}, чем отличается от арагонита. Тв. 3,5. Уд. в. 3,76, уменьшается в зависимости от содержания Ca. Бесцветный или белый, иногда окрашен примесями. $n_g = 1{,}668$, $n_m = 1{,}667$, $n_p = 1{,}520$, $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$, (—)2V = 7° (Na-свет), $r > v$ слабая. Кривая ДТА показана на фиг. 490.

Нахождение. Стронцианит как низкотемпературный гидротермальный минерал обычно встречается в ассоциации с баритом, кальцитом, целестином и некоторыми сульфидными минералами. Он также образует конкреционные массы в осадочных породах вместе с гипсом и целестином или входит в состав фосфоритных конкреций в глинистых породах. Крупные месторождения его известны в мергелях района Хамм и Мюнстер в Вестфалии, ФРГ.

Витерит $BaCO_3$. Назван в честь Вильямса Витеринга (1741—1799), английского физика и минералога, впервые обнаружившего этот минерал. Содержит 77,70% BaO и 22,30% CO_2. Иногда присутствуют небольшие количества Ca и Sr.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. *Pmcn*, изоструктурен с арагонитом, $a_0 = 5{,}26$ Å, $b_0 = 8{,}85$ Å, $c_0 = 6{,}55$ Å, $Z = 4$. Кристаллы всегда сдвойникованы по {110}, в результате чего образуют псевдогексагональные дипирамиды (фиг. 495). (010) $\wedge$ (110) = 59°11′, (010) $\wedge$ (021) = 34°42′. На гранях обычно имеется горизонтальная штриховка. Встречается также в виде зернистых, столбчатых или гроздьевидных агрегатов. Главные линии на рентгенограмме: 3,72(10) — 2,63(6) — 2,14(5) — 2,03(5) — 1,94(5) — 1,239(5).

Физические свойства. Спайность ясная по {010}, как и у арагонита. Тв. 3—3,5. Уд. в. 4,29. Бесцветный или белый, иногда желтоватый до коричневого. $n_g = 1{,}677$, $n_m = 1{,}676$, $n_p = 1{,}529$, $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$, (—)2V = 16°(Na-свет), $r > v$ слабая. Кривая ДТА показана на фиг. 490.

Нахождение. Витерит, подобно стронцианиту, как низкотемпературный гидротермальный минерал встречается в ассоциации с баритом. Хорошо известны его месторождения в Камберленде (Алстон-Мур), Нортумберленде (рудник Сеттлингстонс) и в Дургаме (рудник Моррисон) в Англии.

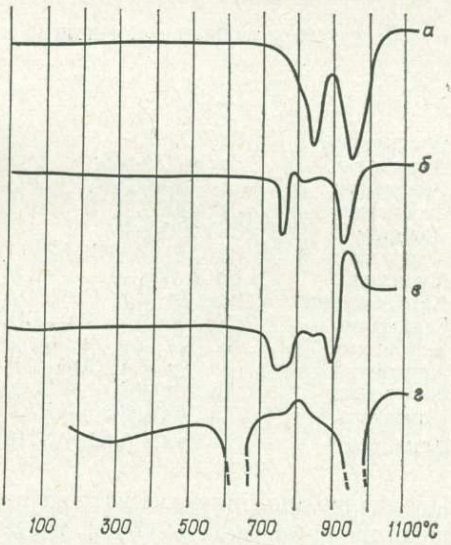
4. Группа доломита — баритокальцита

Группа представлена ромбоэдрическими карбонатами [1]: *доломитом* $CaMg(CO_3)_2$, *анкеритом* $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$ и *кутнагоритом* $CaMn(CO_3)_2$, а также *хантитом* $CaMg_3(CO_3)_4$, *норсетитом* $BaMg(CO_3)_2$, *альстонитом* $CaBa(CO_3)_2$ и *баритокальцитом* $CaBa(CO_3)_2$. Последние два минерала диморфны; альстонит — ромбический, баритокальцит — моноклинный ($P2_1$). Альстонит встречается в виде остроконечных псевдогексагональных дипирамид, обусловленных двойникованием по {110} и {130}, но без спайности,

[1] Карбонаты тригональной сингонии, ромбоэдрический в. с.— *Прим. перев.*

тв. 4—4,5, уд. в. 3,71, $n_g = 1{,}672$, $n_m = 1{,}671$, $n_p = 1{,}526$, $Ng = b$, $Nm = a$, $Np = c$, $(-)2V = 6°$, $r > v$ слабая. Баритокальцит установлен в виде призматических или изометричных кристаллов с совершенной спайностью по {210}, тв. 4, уд. в. 3,66, $n_g = 1{,}686$, $n_m = 1{,}684$, $n_p = 1{,}525$, $Ng = b$, $c \wedge Nm = 26°$, $c \wedge Np = 64°$, $(-)2V = 15°$, $r > v$ незначительная. Хантит, ромбический, образует плотные или тонкозернистые агрегаты, уд. в. 2,70, $n \sim 1{,}62$, главные линии на рентгенограмме: 2,838(10) — 2,444(6) — 2,204(6) — 1,986(8) — 1,769(8) — 1,488(6). Норсетит, вероятно, тригонально-трапецоэдрический, с отчетливой ромбоэдрической спайностью, тв. 3,5, уд. в. 3,84, $n_0 = 1{,}694$, $n_e = 1{,}519$, главные линии на рентгенограмме: 3,015(10) — 2,656(4) — 2,512(4) — 2,104(4) — 1,931(4) — 1,864(4).

Доломит $CaMg(CO_3)_2$. Назван в честь французского минералога Деодата Доломье (1750—1801). Содержит 30,41% CaO, 21,86% MgO и 47,73% CO_2. *Анкерит* получил название в честь М. Анкера (1772—1843), минералога из Штирии. Он является переходным членом к чистому $CaFe(CO_3)_2$ или «ферродоломиту». *Кутнагорит* (назван по местности Кутнагора в Чехословакии) по существу «мангандоломит». Известны также кобальтовый (с CoO около 5%) и свинцовый доломиты. Непрерывные изоморфные серии существуют, по-видимому, между $CaMg(CO_3)_2$ и $CaFe(CO_3)_2$, с одной стороны, и $CaFe(CO_3)_2$ и $CaMn(CO_3)_2$ — с другой.



Фиг. 498. Кривые ДТА доломита (*а*), анкерита (*б*), кутнагорита (*в*), хантита (*г*).

Кристаллографическая характеристика. Ромбоэдрический в. с. $R\bar{3}$, $a_0 = 6{,}19$ Å, $\alpha = 102°50'$, $Z = 2$ для ячейки спайного ромбоэдра; $a_{rh} = 6{,}01$ Å, $\alpha = 47°30'$, $Z = 1$ для простейшей элементарной ячейки; $a_0 = 4{,}84$ Å, $c_0 = 15{,}95$ Å, $Z = 3$ для гексагональной ячейки. Структура его гомеотипична структуре кальцита; атомы магния и кальция попеременно чередуются вдоль тройной оси. Замещение крупных атомов кальция меньшими по размеру атомами магния приводит к снижению симметрии кристаллической структуры и морфологии доломита. Его кристаллы обычно ромбоэдрические $\{10\bar{1}1\}$, иногда с преобладанием формы $\{40\bar{4}1\}$ в комбинации с $\{11\bar{2}0\}$, {0001} или с ромбоэдрами второго и третьего порядка. $(10\bar{1}1) \wedge (\bar{1}101) = 73°16'$, $(0001) \wedge (40\bar{4}1) = 75°16'$. Грани ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ часто искривлены или составлены из субпараллельных индивидуумов и приобретают седловидную форму. Часты двойники по {0001}, $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$ и $\{02\bar{2}1\}$, последний тип двойников пластинчатый, обнаруживается в механически деформированных кристаллах доломита (см. фиг. 494). Обычно доломит встречается в массивных, зернистых и плотных агрегатах как породообразующий минерал. Главные линии на рентгенограмме: 2,883(10) — 2,19(5) — 2,015(4) — 1,785(6) — 1,167(4) — 1,110(5).

Физические свойства. Спайность совершенная по $\{10\bar{1}1\}$. Тв. 3,5—4. Уд. в. 2,85 для чистого доломита, возрастает до 3,2 у анкерита и кутнагорита. Бесцветный или белый (доломит), светлый до темно-коричневого (анкерит) или розоватый (кутнагорит). $n_o = 1{,}679$, $n_e = 1{,}500$ (Na-свет) для чистого доломита; показатели преломления увеличиваются при более высоком содержании

железа (см. фиг. 482). Кривые ДТА показаны на фиг. 498. Двойники скольжения по {02$\bar{2}$1}, чем отличается от кальцита.

Нахождение. Доломит встречается как гидротермальный минерал, как продукт переотложения в доломитовых породах из поверхностных растворов, либо образуется в результате других эндогенных или супергенных процессов. Главные массы его, как и образования кальцита (известняки), отлагаются в больших морских бассейнах. Значительная часть седиментогенного доломита может быть сформирована из кальцитовых пород (известняки) под влиянием магния, содержащегося в морской воде, в течение процесса диагенеза или при взаимодействии с водными магнезиальными карбонатами, находящимися в известковых осадках.

5. *Группа бастнезита*

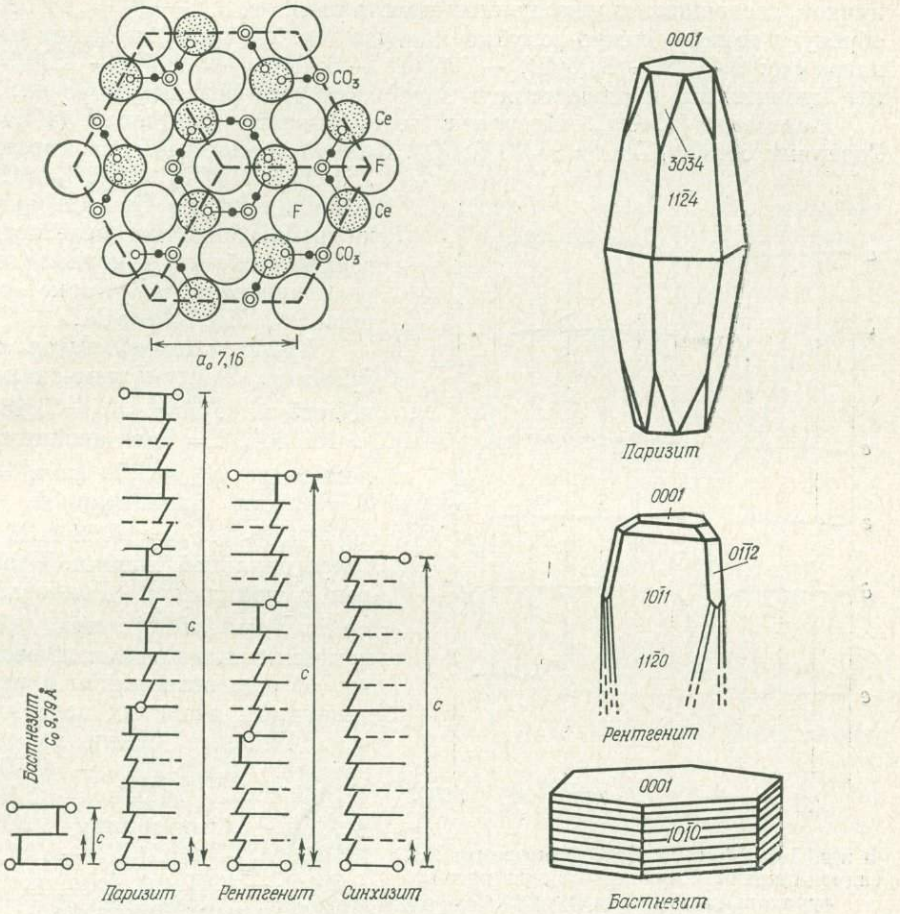
В группу входят следующие карбонаты редких земель:

		Симметрия	Уд. в.	n_m[(n_o)]
Бастнезит	$Ce(CO_3)F$	$C\bar{6}2c$	5,10	1,722
Паризит	$CaCe_2(CO_3)_3F_2$	$R3$	4,36	1,672
Рентгенит	$Ca_2Ce_3(CO_3)_5F_3$	$R3$	4,19	1,662
Синхизит	$CaCe(CO_3)_2F$	мон.	3,90	1,673
Даверит	$CaY(CO_3)_2F$	мон.	3,89	1,685
Кордилит	$Ba(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$	$P6/mmc$	5,61	1,764
Хуанхит	$BaCe(CO_3)_2F$	гекс.	4,60	1,765
Карбоцернаит	$(Ca, Sr, Ce, Ba)(CO_3)$	ромб.	3,53	1,679
Сахамалит	$(Mg, Fe)(Ce, La)_2(CO_3)_4$	$P2_1/a$	4,30	1,776
Бербэнкит	$Na_2(Ca, Ce, Sr, Ba)_4(CO_3)_5$	$P6/mmc$	3,50	1,627
Анкилит	$(Sr, Ca)_3Ce_4(CO_3)_7(OH)_4 \cdot 3H_2O$	ромб.	3,99	1,705
Калкинсит	$(La, Ce)_2(CO_3)_3 \cdot 4H_2O$	$P2_12_12_1$	3,28	1,657
Лантанит	$(La, Ce)_2(CO_3)_3 \cdot 8H_2O$	ромб.	2,73	1,587
Макельвит	$Na_2Ba_4CaY_2(CO_3)_9 \cdot 2H_2O$	$P\bar{3}$	3,47	1,66

Последние два минерала встречаются в виде таблитчатых кристаллов с совершенной спайностью по {010}, тв. 2,5. У всех остальных минералов, за исключением даверита, обладающего высокой твердостью (6,5), твердость около 4,5. Первые четыре минерала характеризуются сильным двупреломлением, оптически положительны, что обусловлено линейным расположением групп CO_3 вдоль оси *c* (фиг. 499), а остальные носят отрицательный характер. Цвет минералов светло-коричневый до коричневого или желтый; минералы, содержащие в составе фтор, — воскоподобные. Главные линии на рентгенограммах:

Бастнезит 4,90(4) — 3,56(7) — 2,88(10) — 2,06(5) — 2,01(3) — 1,892(5)
Паризит 2,82(9) — 2,04(10) — 1,87(9) — 1,652(9) — 1,334(6) — 1,283(10)
Синхизит 2,807(9) — 2,051(9) — 1,868(7) — 1,653(7) — 1,404(6) — 1,288(9)
Даверит 3,47(7) — 2,75(8) — 2,00(9) — 1,89(10) — 1,83(9) — 1,37(9)
Карбоцернаит 3,00(10) — 2,60(7) — 2,015(9) — 1,813(8) — 1,278(7) — 1,174(8)
Сахамалит 3,912(10) — 3,670(10) — 3,034(7) — 2,888(10) — 2,127(7) — 2,110(7)
Бербэнкит 5,26(5) — 3,719(5) — 3,034(6) — 2,630(10) — 2,145(5) — 1,754(3)
Анкилит 4,40(5) — 3,79(10) — 2,95(8) — 2,35(6) — 1,318(5) — 1,207(5)
Лантанит 6,54(10) — 4,78(4) — 4,49(4) — 3,27(5) — 2,128(3) — 2,074(3) — 1,945(3)
Макельвит 6,40(4) — 4,47(9) — 3,32(3) — 2,942(10) — 2,648(4)

Образование этих карбонатов связано с разрушением редкоземельных силикатов, особенно ортита (алланит) из пегматитовых жил. Бастнезит был первоначально обнаружен около Бастнёса в районе Риддаргиттана, Швеция, вместе с ортитом, церитом и тисонитом в контактово-метаморфических амфиболовых образованиях.



Ф и г. 499. Структура бастнезита в проекции на плоскость (0001); сравнение структур бастнезита, паризита, рентгенита и синхизита; кристаллографические формы паризита, рентгенита и бастнезита.

в. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация

1. Группа смитсонита

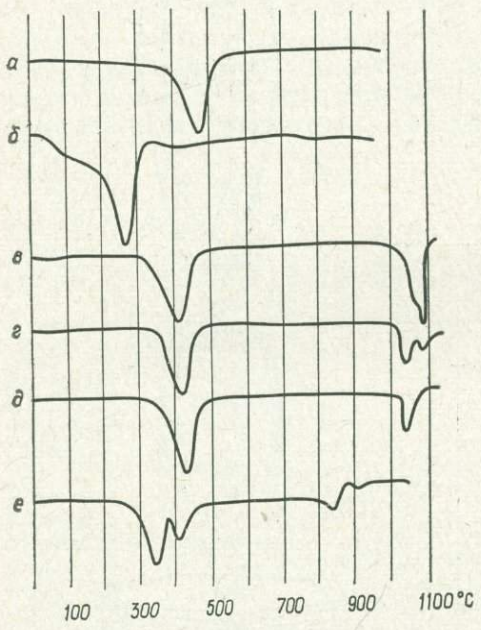
Кроме *смитсонита*, в группу входят:

		Уд. в.	n_g	n_p
Отавит	$Cd(CO_3)$	4,96	?	?
Сферокобальтит	$Co(CO_3)$	4,13	$n_o = 1{,}855$	$n_e = 1{,}600$
Гидроцинкит	$Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$	4,00	1,750	1,640
Лозеийт	$(Zn, Mn)_7(CO_3)_2(OH)_{10}$	3,27	1,676	1,637
Хельерит	$Ni(CO_3)\cdot 6H_2O$	1,97	1,549	1,455
Заратит	$Ni_3(CO_3)(OH)_4\cdot 4H_2O$	2,65	$n = 1{,}565$	

Первые два минерала относятся к тригонально-скаленоэдрическому в. с., изоструктурны и изоморфны со смитсонитом. Гидроцинкит моноклинный, встречается в виде мелких тонкопластинчатых кристаллов с совершенной спайностью по {100}, чаще в виде плотных белых масс, корочек или почковидных агрегатов, тв. 2—2,5, главные линии на рентгенограмме: 5,80(10) — 3,18(6) — 2,73(9) — 2,49(7) — 1,923(4) — 1,561(6); (—)2V = 40°. Лозеийт также моноклинный ($A2/a$), обнаружен в виде голубовато-белых радиальных

пучков, состоящих из уплощенных кристаллов, тв. 3, (+)2V = 64°. Хельерит образует тонкие бледно-голубые корочки, тв. 2,5, главные линии на рентгенограмме: 9,4(10) — 6,06(10) — 3,65(7) — 3,40(6) — 3,11(4) — 2,38(5). Заратит кубический, наблюдается в виде изумрудно-зеленых корочек, тв. 3,5.

Смитсонит $ZnCO_3$. Назван в честь Джемса Смитсона [1] (1754—1829). Содержит 64,90% ZnO и 35,10% CO_2. Полной изоморфной смесимости между $ZnCO_3$ и $CoCO_3$ и $ZnCO_3$ и $CdCO_3$ не установлено, но Co и Cd могут замещать Zn. Известны железистые (монгеймит, капнит) и медные (геррерит) разновидности, а также содержащие Pb, Mn, Mg и Ca.



Ф и г. 500. Кривые ДТА смитсонита (*а*), гидроцинкита (*б*), малахита (*в*), азурита (*г*), аурихальцита (*д*), церуссита (*е*).

Кристаллографическая характеристика. Тригонально-скаленоэдрический в. с. $R\bar{3}c$, $a_{rh} = 5{,}88$ Å, $\alpha = 103°30'$, $Z = 4$ для ячейки спайного ромбоэдра, $a'_{rh} = 5{,}63$ Å, $\alpha' = 48°20'$, $Z = 2$ для элементарной ячейки; $a_0 = 4{,}66$ Å, $c_0 = 14{,}98$ Å, $Z = 6$ для гексагональной ячейки. Изоструктурен с кальцитом. Ромбоэдрические кристаллы $\{10\bar{1}1\}$ или $\{02\bar{2}1\}$ с искривленными гранями весьма редки, обычно встречается в виде гроздьевидных ячеистых масс или корочек. Главные линии на рентгенограмме: 2,748(10) — 1,707(10) — 1,495(7) — 1,413(8) — 1,345(7) — 1,186(8) (смитсонит); 3,64(6) — 2,76(10) — 2,12(3) — 1,71(10) — 1,50(4) — 1,415(4) (сферокобальтит).

Физические свойства. Спайность не вполне совершенная по $\{10\bar{1}1\}$. Тв. 4—4,5. Уд. в. 4,43, изменяется в зависимости от состава. Обычно серовато-белый, зеленоватый, желтоватый или коричневый. Одноосный отрицательный, как и другие тригональные карбонаты. $n_o = 1{,}848$, $n_e = 1{,}621$. Кривая ДТА показана на фиг. 500.

Нахождение. Смитсонит, как и другие цинковые карбонаты, является типичным минералом зоны выветривания первичных сульфидов цинка, образующимся за счет замещения известняков. Значительные месторождения его известны в северной Мексике, в Греции (Лавриум), в Юго-Западной Африке (Цумеб) и в других местах

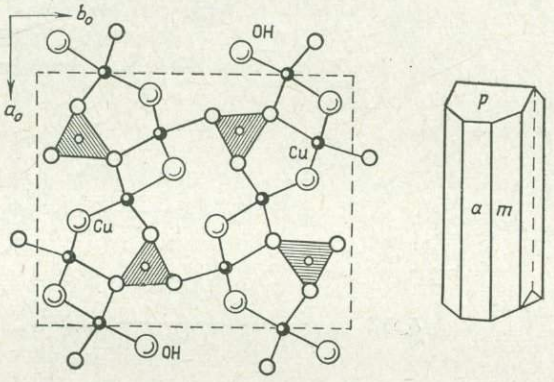
2. *Группа малахита*

Кроме *малахита* $Cu_2(CO_3)(OH)_2$ и *азурита* $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$, к этой группе относятся *розазит* $(Cu, Zn)_2(CO_3)(OH)_2$, *аурихальцит* $(Zn, Cu)_5(CO_3)_2(OH)_4$ и *каллаганит* $Cu_4Mg_4Ca(CO_3)_2(OH)_{14} \cdot 2H_2O$. Розазит моноклинный, представлен сосцевидными агрегатами или корочками с волокнистой текстурой, зеленый до синего, тв. 4,5, уд. в. 4,15, $n_g = 1{,}83$, $n_p = 1{,}68$, двуосный отрицательный. Аурихальцит ромбический, встречается в виде уплощенных бледно-зеленых или небесно-голубых кристаллов с совершенной спайностью по {010}, образующих пучкообразные и перистовидные инкрустации, тв. 1,5, уд. в.

[1] Джеймс Смитсон — основатель Смитсоновского института в Вашингтоне.— *Прим. перев.*

3,64, $Ng = c$, $Nm = b$, $Np = a$, $n_g = 1{,}751$, $n_m = 1{,}746$, $n_p = 1{,}658$, (—)2V незначителен. Каллаганит моноклинный ($A2/a$), найден в форме кристаллов, напоминающих октаэдры, с совершенной спайностью по {111} и {$\bar{1}$11}, тв. 3—3,5, уд. в. 2,78, $n_g = 1{,}680$, $n_m = 1{,}653$, $n_p = 1{,}559$, (—)2V = 55°, плеохроирует в синих тонах с сильной дисперсией $r > v$. Известен как продукт выветривания цинково-медных сульфидных месторождений.

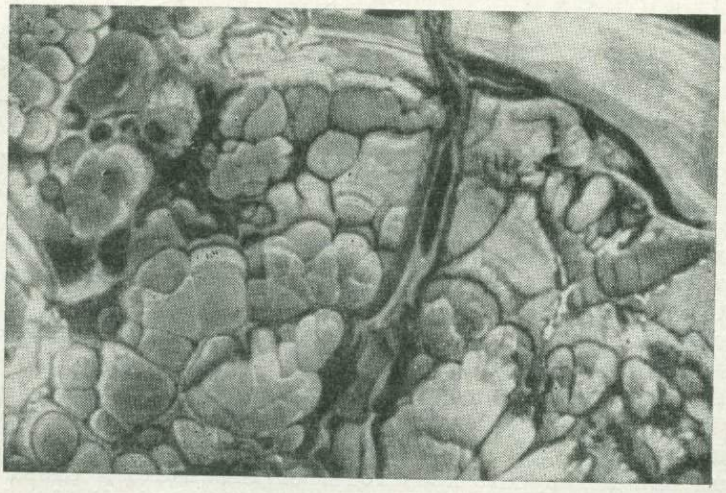
Малахит $Cu_2(CO_3)(OH)_2$. Название получил в связи с его «мальва»-подобным цветом [от греческого «малахе», означающего мальва, растение.—



Фиг. 501. Структура (по Уэллсу) и сдвойникованный кристалл малахита.

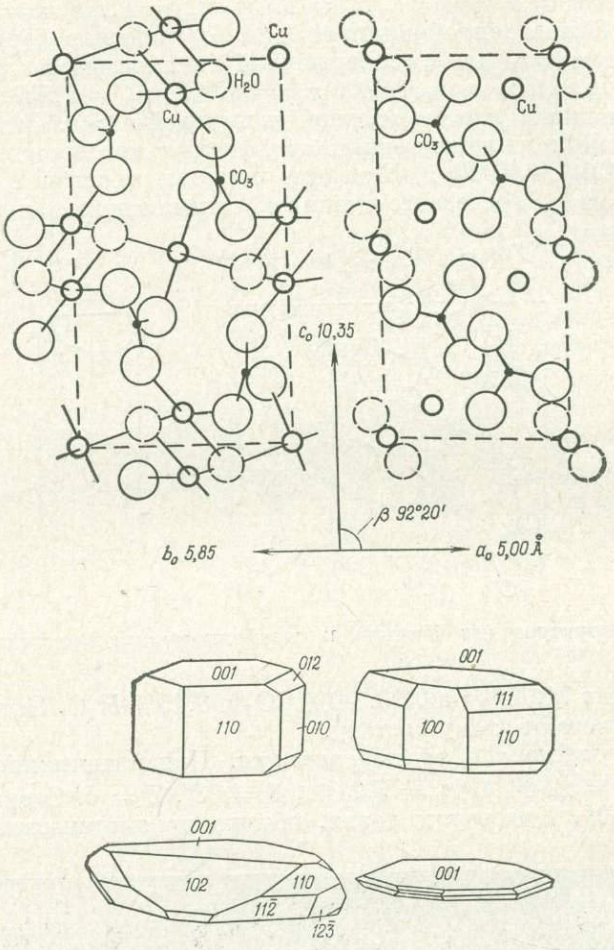
Перев.]. Содержит 71,95% Cu 0,19, 90% CO_2 и 8,15% H_2O. Природные малахиты обычно отвечают этому составу.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_2/a$, $a_0 = 9{,}48$ Å, $b_0 = 12{,}03$ Å, $c_0 = 3{,}21$ Å, $\beta = 98°$, Z = 4. Структура изображена на фиг. 501. Кристаллы редки, обычно призматические [001], часто



Фиг. 502. Колломорфный агрегат малахита из Уральских гор.

сдвойникованы по {100}. Главные формы кристаллов: a {100}, m {110}, b {010} и p {$\bar{2}$01}. Чаще всего образует гроздьевидные или розеткоподобные агрегаты (фиг. 502) с радиальнолучистым строением или корочки. Главные линии на рентгенограмме: 4,87(6) — 3,63(8) — 2,82(10) — 2,49(8) — 1,664(6) — 1,509(9).



Ф и г. 503. Структура (Гаттов и Зееман) и форма кристаллов азурита.

Физические свойства. Спайность совершенная по $\{\bar{2}01\}$ соответствует в структуре плоскостям из групп CO_3. Тв. 3,5—4. Уд. в. 4,5. Зеленый до темно-зеленого. $n_g = 1{,}909$, $n_m = 1{,}875$, $n_p = 1{,}655$, $Nm = b$, $c \wedge Np = 23°30'$, плеохроизм по Ng темно-зеленый, по Nm желто-зеленый, по Np бледно-зеленый до бесцветного, $(-)2V = 43°$, $r < v$ сильная. Кривая ДТА показана на фиг. 500.

Нахождение. Малахит — типичный продукт выветривания медных сульфидных месторождений, тесно ассоциирующий с азуритом и другими вторичными минералами. Знаменитые месторождения малахита — Меднорудянское и Гумешевское на Урале, где найденные глыбы достигали 50 *m*.

Азурит $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$. Назван благодаря синей окраске [понятие азурит, так же как и лазурит, происходит от персидского слова «лазвард», означающего голубой.— *Перев.*]. Содержит 69,24% CuO, 25,53% CO_2 и 5,23% H_2O.

Кристаллографическая характеристика. Призматический в. с. $P2_1/c$, $a_0 = 4{,}97$ Å, $b_0 = 5{,}84$ Å, $c_0 = 10{,}29$ Å, $\beta = 92°24'$, $Z = 2$. Кристаллы очень часты, нередко разнообразные по форме, из которых наиболее развиты *m* {110}, *c* {001}, *a* {100}, *b* {010}, *h* {111}, *f* {012}, *x* {112}, *d* {$\bar{1}$23} и δ {102}, (фиг. 503). (010) $\wedge$ (110) = 49°38′, (001) $\wedge$ (100) = 87°35′, (001) $\wedge$ (102) = = 47°10′, (001) $\wedge$ (012) = 41°22′. Встречается также в виде сталактитовых

или землистых агрегатов. Известны редкие двойники по {$\bar{1}01$}, {$\bar{1}02$} и {001}. Главные линии на рентгенограмме: 5,20(10) — 3,67(10) — 3,53(10) — 2,54(10) — 2,28(8) — 1,825(8).

Физические свойства. Спайность совершенная по {011}. Тв. 3,5—4. Уд. в. 3,77. Цвет лазурно-синий до темно-синего. $n_g = 1{,}838$, $n_m = 1{,}758$, $n_p = 1{,}730$, $Np = b$, $c \wedge Ng = 12°36'$, $(+)2V = 67°$, $r > v$ сильная, плеохроирует в синих тонах, схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. Кривая ДТА показана на фиг. 500.

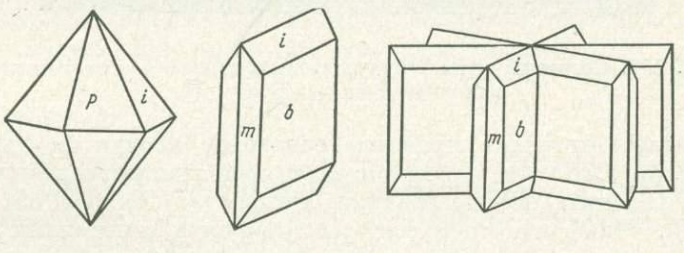
Нахождение. Парагенетичен с малахитом, образуется под действием углекислых растворов на первичные медные сульфиды. Встречается в ассоциации с гидроокислами железа, купритом, теноритом, халькозином и другими медными минералами (сульфаты, фосфаты и др.).

3. Группа церуссита

Главный минерал этой группы — *церуссит* $PbCO_3$. Кроме него, сюда входят следующие свинцовые карбонаты:

		Уд. в.	n_g	n_p
Фосгенит	$Pb(CO_3)Cl_2$	6,13	2,145(n_e)	2,118(n_o)
Гидроцеруссит	$Pb_3(CO_3)_2(OH)_2$	6,80	2,09(n_o)	1,94(n_e)
Ледгиллит	$Pb_4(CO_3)_2(SO_4)(OH)_2$	6,55	2,01	1,87
Дандасит	$PbAl_2(CO_3)_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$	3,25	2,742	1,603

Фосгенит, тетрагонально-трапецоэдрический, встречается в виде коротокопризматических кристаллов, желтовато-белый с ясной спайностью по {001} и {110}, одноосный положительный; главные линии на рентгенограмме: 4,40(7) — 4,04(6) — 3,61(8) — 2,79(10) — 2,56(8) — 1,800(5). Гидроцеруссит гексагональный, с совершенной спайностью по {0001}, одноосный



Фиг. 504. Кристаллографические формы церуссита.

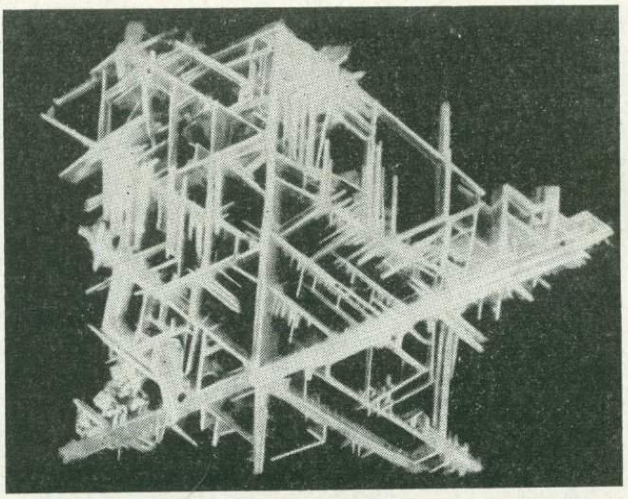
отрицательный; главные линии на рентгенограмме: 3,61(9) — 3,28(10) — 2,62(10) — 2,23(5) — 1,86(6) — 1,69(5). Ледгиллит моноклинный ($P2_1/a$), но его кристаллы явно псевдогексагональные или псевдоромбоэдрические с совершенной спайностью по {001}, $(-)2V = 10°$. Дандасит ромбический образует белые сферические агрегаты кристаллов с совершенной спайностью по {010}, $(-)2V$ большой. Все эти минералы, как и церуссит, являются вторичными продуктами месторождений сульфидов свинца.

Церуссит $PbCO_3$. Название получил от латинского слова, означающего «белый свинец». [«Церусса» по-латыни белила; синоним: белая свинцовая руда.— *Перев.*] Содержит 83,58% PbO и 16,47% CO_2. Состав природного церуссита почти не отличается от теоретического, только иногда Sr в незначительной степени замещает Pb.

Кристаллографическая характеристика. Ромбо-дипирамидальный в. с. $Pmcn$, $a_0 = 5{,}15$ Å, $b_0 = 8{,}47$ Å, $c_0 = 6{,}11$ Å, $Z = 4$. Изоструктурен с арагонитом, стронцианитом и витеритом. Часто встречается в кристаллах разнообразного габитуса, но обычны таблитчатые {010} с главными формами b {010}, m {110}, p {111}, i {021}, x {012}, k {011} и r {130} (фиг. 504).

(010) $\wedge$ (110) = 58°22′, (010) $\wedge$ (021) = 34°31′, (001) $\wedge$ (111) = 54°16′. Двойники весьма часты по {110}, в результате чего возникают псевдогексагональные кристаллы или сетчатые агрегаты (фиг. 505), реже по {130} с образованием сердцевидных кристаллов. Встречается также в зернистых, плотных или землистых массах. Главные линии на рентгенограмме: 3,574(10) — 3,480(9) — 2,487(9) — 2,087(9) — 1,941(9) — 1,865(9).

Физические свойства. Спайность ясная по {110} и {021}. Тв. 3—3,5. Уд. в. 6,55. Блеск алмазный до стеклянного или смолистый. Бесцветный, белый или серый. $n_g = 2{,}076$, $n_m = 2{,}074$, $n_p = 1{,}803$, $Ng = a$, $Nm = b$, $Np = c$, $(-)2V \sim 8°$, $r > v$ сильная. Кривая ДТА показана на фиг. 500.



Ф и г. 505. Сетчатый агрегат церусситовых кристаллов из Маджарово, восточные Родопы, Болгария.

Нахождение. Церуссит является основным продуктом выветривания галенита (см. фиг. 134). Он характеризует второй этап миграции свинца после разложения галенита и образования англезита: $PbS \rightarrow PbSO_4 \rightarrow PbCO_3$ (см. фиг. 480). Чаще всего церуссит ассоциирует с минералами рассмотренной группы, а также с другими вторичными свинцовыми минералами, особенно с пироморфитом и хлоридами свинца.

4. *Группа рётзерфордита*

Группа объединяет следующие ураниловые карбонаты:

		Уд. в.	n_g	n_p
Рётзерфордит	$(UO_2)CO_3$	4,82	1,795	1,715
Шарпит	$(UO_2)_6(CO_3)_5(OH)_2 \cdot 6H_2O$	3,33	1,72	1,633
Бейлиит	$Mg_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 18H_2O$	2,05	1,500	1,455
Швартцит	$CaMg(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 12H_2O$	2,32	1,540	1,465
Раббитит	$Ca_3Mg_3(UO_2)_2(CO_3)_6(OH)_4 \cdot 18H_2O$	?	1,525	1,502
Андерсонит	$CaNa_2(UO_2)_2(CO_3)_3 \cdot 6H_2O$	2,86	1,540(n_e)	1,520(n_o)
Шрёкингерит	$Ca_3Na(UO_2)(CO_3)_3(SO_4)F \cdot 10H_2O$	2,54	1,538	1,490
Либигит	$Ca_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 10H_2O$	2,41	1,539	1,497
Виартит	$Ca_3U_7O_{23}(CO_3)_2 \cdot 14H_2O$	4,69	1,91	?
Фоглит	$Ca_2CuU(CO_3)_5 \cdot 6H_2O$	3,35	1,564	1,541
Зеллерит	$Ca(UO_2)(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$	3,25	1,697	1,536
Мета-зеллерит	$Ca(UO_2)(CO_3)_2 \cdot 3H_2O$	?	?	?

Первые два минерала ромбические, образуют волокнистые желтые или зеленые кристаллы с совершенной спайностью по {010}, двуосные положи-

тельные; главные линии на рентгенограмме: 4,61(10) — 4,30(9) — 3,92(7) — 3,23(8) — 2,64(6) — 2,062(6) (рётзерфордит); 4,49(10) — 4,30(2) — 2,99(5) — 2,447(5) — 2,153(2) — 2,071(2) (шарпит). Аналогичен им по составу *студтит*, но с $n_g = 1{,}68$, $n_p = 1{,}545$, двуосный отрицательный; главные линии на рентгенограмме: 7,53(8) — 5,91(10) — 3,75(2) — 3,58(2) — 3,40(6) — 3,22(5). Бейлиит моноклинный ($P2_1/a$), встречается в виде желтых мелких призматических кристаллов, двуосный отрицательный, главные линии на рентгенограмме: 13,1(9) — 7,66(10) — 3,83(6) — 2,69(5) — 2,21(5) — 2,12(4). Швартцит и раббитит также моноклинные, образуют зеленые волокнистые кристаллы; швартцит, двуосный отрицательный, главные линии на рентгенограмме: 8,76(10) — 7,31(9) — 5,50(10) — 4,82(8) — 2,91(8) — 2,06(8); раббитит двуосный положительный, главные линии на рентгенограмме: 8,24(10) — 7,79(8) — 4,71(7) — 4,37(8). Андерсонит относится к ромбоэдрическому в. с. $R\bar{3}$, встречается в виде зеленых псевдокубических кристаллов, оптически положительный, главные линии на рентгенограмме: 13,0(10) — 7,97(10) — 5,68(10) — 5,22(10) — 3,71(8) — 2,21(7). Шрёкингерит ромбический (*Cmm*), образует желтовато-зеленые псевдогексагональные чешуи с совершенной спайностью по {001}; главные линии на рентгенограмме: 7,19(10) — 5,55(5) — 5,36(5) — 4,80(8) — 4,15(4) — 4,03(4). Либигит кристаллизуется в ромбопирамидальном в. с. (*Bba*), в виде желтовато-зеленых изометричных или короткопризматических кристаллов, (+)2V = 40°, главные линии на рентгенограмме: 8,86(9) — 8,28(7) — 6,82(10) — 5,52(10) — 4,55(8) — 3,11(9). Виартит ромбический, пурпурно-черный, (—)2V = 48°, главные линии на рентгенограмме: 10,375(10) — 5,205(8) — 3,55(6) — 3,47(6) — 3,35(6) — 3,27(8). Фоглит триклинный, образует примазки или чешуйки, зеленый, двуосный положительный. Главные линии на рентгенограмме: 9,66(10) — 7,33(2) — 5,591(4) — 4,848(5) — 4,407(3) — 3,651(5) (зеллерит); 9, 10(10) — 4,695(4) — 4,552(2) — 4,296(4) — 3,794(5) — 3,173(2) (мета-зеллерит). Все минералы группы мягкие (тв. 2,5). Встречаются как продукты выветривания первичных урановых минералов, особенно уранинита.

5. Группа бисмутита

Группа представлена тремя висмутовыми карбонатами: *бисмутитом* $(BiO)_2CO_3$, *бейеритом* $Ca(BiO_2)(CO_3)_2$ и *кеттнеритом* $CaF(BiO)(CO_3)$. Они дитетрагонально-дипирамидальные или ромбические псевдотетрагональные, в форме таблитчатых кристаллов {001} или чешуй светло-желтого до коричневато-желтого цвета, тв. 2,5—3, уд. в. 6,5—7, показатели преломления ~ 2,00—2,30; главные линии на рентгенограмме: 2,943(10) — 2,724(8) — 2,134(8) — 1,936(7) — 1,745(9) — 1,616(9) (бисмутит); 2,851(10) — 2,721(9) — 1,755(8) — 1,688(7) — 1,575(6) — 1,530(8) (бейерит); 2,89(10) — 2,104(7) — 1,893(8) — 1,732(9) — 1,589(9) — 1,200(8) (кеттнерит). Известны как продукты выветривания висмутина или других первичных висмутовых минералов.

Нитраты и иодаты

А. НИТРАТЫ

Нитраты представляют собой соли азотной кислоты, первоисточником которой является азот атмосферы. Азот выделяется также при вулканических извержениях. Вулканические эманации содержат различные аммонийные соли; в изверженных породах в среднем 0,0046% азота, но в магматических условиях азот самостоятельных минералов не образует. Сидеразот установлен в виде корочек на некоторых лавовых потоках, возможно, он образовался в результате реакции горячей лавы с азотом воздуха.

Согласно Кларку, воды рек и озер содержат в среднем около 0,9% NO_3, приобретенного либо путем разложения и окисления органических веществ, либо из аммонийных солей, выделившихся при вулканических извержениях и в процессе выветривания. Полученный таким образом азот существует в форме нитрат- или нитрит-ионов и гидрата аммония; количество их меняется в различных частях морских бассейнов и в зависимости от сезона. Растворимость нитратов в воде высокая, и это является причиной их полного или почти полного отсутствия в соленосных месторождениях. В континентальных, сухих и жарких районах, однако, возможно отложение нитратов. Очень значительные месторождения такого типа находятся в северной пустынной части Чили, провинция Тарапака и Антофагаста. Нитратные минералы указанных месторождений ассоциируют с галоидами, сульфатами, селенатами и некоторыми иодатами. Присутствие последних указывает на очень высокий окислительный потенциал. В этих месторождениях нитраты, калиевая селитра KNO_3 и натриевая селитра $NaNO_3$ составляют основную часть залежей (до 50%), остальное сложено галитом и гипсом. Другие аналогичные месторождения находятся в Африке, Мексике, Перу, СССР и прочих районах с аридным климатом. Щелочные нитраты формируются в небольших количествах в результате деятельности азотных бактерий, а также при взаимодействии азотистых органических веществ и щелочных солей. Образования последнего типа представлены высыпками или налетами калиевой и натриевой селитры в полостях и трещинах породы.

Нитраты — анизодесмические соединения, плоские группы $[NO_3]$ и их структура напоминает карбонаты. По сравнению с последними нитраты менее устойчивы вследствие более высокой степени поляризации кислорода под влиянием пятивалентного азотного катиона. Главные нитратные минералы следующие:

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Натриевая селитра	$NaNO_3$	$R\bar{3}c$	2,25	1,587
Калиевая селитра	KNO_3	$Pnma$	2,11	1,503
Аммониевая селитра	NH_4NO_3	$Pmmn$	1,72	1,611
Дарапскит	$Na_3(NO_3)(SO_4)\cdot H_2O$	$2/m$	2,20	1,481
Нитромагнезит	$Mg(NO_3)_2\cdot 6H_2O$	$2/m$	1,46	1,506
Нитрокальцит	$Ca(NO_3)_2\cdot 4H_2O$	$2/m$	1,90	1,498
Нитробарит	$Ba(NO_3)_2$	$Pa3$	3,25	1,571
Герхардтит	$Cu_2(NO_3)(OH)_3$	mmm	3,40	1,713
Ликазит	$Cu_6(NO_3)_2(PO_4)(OH)_7$	$Pcma$	2,97	1,69
Буттгенбахит	$Cu_{19}(NO_3)_2(OH)_{32}Cl_4\cdot 3H_2O$	$C6/mmc$	3,33	1,752

Первые два минерала изоструктурны соответственно кальциту и арагониту. Все имеют совершенную спайность, за исключением трех последних

минералов, которые отличаются зеленой (герхардтит) или синей (ликазит и буттгенбахит) окраской, все остальные бесцветные или белые. Тв. 1,5—2 (у дарапскита 3). Главные линии на рентгенограммах:

Натриевая селитра 3,03(10) — 2,31(6) — 1,89(6) — 1,65(3) — 1,461(3) — 1,170(3)
Калиевая селитра 3,77(10) — 3,03(6) — 2,66(5) — 2,19(5) — 1,96(3) — 1,54(2)
Нитробарит 4,69(8) — 2,44(10) — 2,34(8) — 1,86(8) — 1,56(8) — 1,370(9)
Буттгенбахит 13,70(10) — 7,95(10) — 3,27(7) — 2,75(10) — 2,30(10) — 1,621(8)

Все минералы оптически отрицательные, кроме оптически положительных герхардтита и буттгенбахита и изотропного нитробарита.

Б. ИОДАТЫ

Этот подкласс содержит следующие минералы:

		Симметрия	Уд. в.	n_m
Лаутарит	$Ca(IO_3)_2$	$P2_1/c$	4,59	1,840
Дитцеит	$Ca_2(IO_3)_2(CrO_4)$	$P2_1/c$	3,69	1,842
Салезит	$Cu(IO_3)(OH)$	$Pbnm$	4,77	2,070
Беллинджерит	$Cu(IO_3)_2 \cdot \frac{2}{3}H_2O$	$P1$	4,89	1,90
Шварцембергит	$Pb_5(IO_3)Cl_3O_3$	$4/mmm$	7,39	2,35

Только салезит обладает совершенной спайностью по {110}. Вследствие значительного размера иона иода иодатная группа IO_3 не является плоской, иод в ней расположен над тремя кислородами и может находиться в шестерной координации по отношению к атомам кислорода. Тв. 3—4 (у шварцембергита 2—2,5). Иодаты кальция окрашены в желтый цвет, медные — в зеленый или синевато-зеленый, а шварцембергит желтый до коричневого или красный.

ДОПОЛНЕНИЕ

ОРГАНИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

		Симметрия
Гумбольдтин	$FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$	мон.
Уэвеллит	$CaC_2O_4 \cdot H_2O$	$P2_1/n$
Уэдделлит	$CaC_2O_4 \cdot 2H_2O$	$I4/m$
Оксаммит	$(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O$	$P2_12_12_1$
Мингуццит	$K_3Fe(C_2O_4)_3 \cdot 3H_2O$	мон.
Степановит	$NaMgFe(C_2O_4)_3 \cdot 8—9H_2O$	триг.
Жемчужниковит	$NaMgAl(C_2O_4)_3 \cdot 8—9H_2O$	триг.
Меллит	$Al_2C_{12}O_{12} \cdot 18H_2O$	$P4_12$, $P4_32$
Пиготит	$Al_4(C_6H_5O_4)O_6 \cdot 13{,}5H_2O$	?
Эрландит	$Ca_3(C_6H_5O_7)_2 \cdot 4H_2O$	?
Жюльенит	$Na_2Co(CSN)_4 \cdot 8H_2O$	$P4_2/n(P\bar{4})$
Кальклацит	$Ca(C_2H_3O_2)_2Cl \cdot 5H_2O$	?
Гартит	$C_{20}H_{34}$	$P\bar{1}$
Кратохвилит	$C_{13}H_{10}$	Pna
Симонеллит	$C_{15}H_{20}$	$Pccn$
Фихтелит	$C_{19}H_{34}$	$P2_1$
Эвенкит	$C_{24}H_{50}$	мон.
Пендлетонит	$C_{24}H_{12}$	$P2/c$
Куртисит	$C_{24}H_{18}$	ромб.
Амбер (сукцинит)	C : H : O непостоянны	аморфн.
Идриалит	$C_{89}H_{56}O_2$	мон.
Карпатит	$C_{32}H_{17}O$	мон.
Кладноит	$C_6H_4(CO)_2NH$	мон.
Флагстаффит	$C_{10}H_{22}O_3$	Fdd2
Грэбеит	$C_{18}H_{14}O_8$	ромб.
Ульмит	Гумусовая кислота	?
Рефицит	$C_{20}H_{32}O_2$	$P2_12_12$

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЭЛЕМЕНТОВ

Период	Ряд	Электронная оболочка	Группа I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			O
1	I	K							1 **H** 1,008				2 **He** 4,003
2	II	L K	3 **Li** 6,940	4 **Be** 9,02	5 **B** 10,82	6 **C** 12,010	7 **N** 14,008	8 **O** 16,0000	9 **F** 19,00				10 **Ne** 20,183
3	III	M L K	11 **Na** 22,997	12 **Mg** 24,32	13 **Al** 26,97	14 **Si** 28,06	15 **P** 30,98	16 **S** 32,06	17 **Cl** 35,457				18 **Ar** 39,944
4	IV	N M L K	19 **K** 39,096	20 **Ca** 40,08	21 **Sc** 45,10	22 **Ti** 47,90	23 **V** 50,95	24 **Cr** 52,01	25 **Mn** 54,93	26 **Fe** 55,85	27 **Co** 58,94	28 **Ni** 58,69	
	V	N M L K	29 **Cu** 63,57	30 **Zn** 65,38	31 **Ga** 69,72	32 **Ge** 72,60	33 **As** 74,91	34 **Se** 71,96	35 **Br** 79,916				36 **Kr** 83,7
5	VI	O L N K M	37 **Rb** 85,48	38 **Sr** 87,63	39 **Y** 88,92	40 **Zr** 91,22	41 **Nb** 92,91	42 **Mo** 95,95	43 **Tc** 99	44 **Ru** 101,7	45 **Rh** 102,91	46 **Pd** 106,71	
	VII	N M O L K	47 **Ag** 107,880	48 **Cd** 112,41	49 **In** 114,76	50 **Sn** 118,70	51 **Sb** 121,76	52 **Te** 127,61	53 **I** 126,92				54 **Xe** 131,3
6	VIII	N M P L O K	55 **Cs** 132,91	56 **Ba** 137,36	57 **La** * 138,92	72 **Hf** 178,6	72 **Ta** 180,88	74 **W** 18,392	75 **Re** 186,31	76 **Os** 190,2	77 **Ir** 193,1	78 **P_2** 195,23	
	IX	M P L O K N	79 **Au** 197,2	80 **Hg** 200,61	81 **Tl** 204,39	82 **Pb** 207,21	83 **Bi** 209,00	84 **Po** 210	85 **At** 211				86 **Rn** 222
7	X	N Q M P L K O	87 **Fr** 223	88 **Ra** 226,05	89 **Ac** ** 227,05								

*

58 **Ce** 140,13	59 **Pr** 140,92	60 **Nd** 144,27	61 **Pm** 147	62 **Sm** 150,43	63 **Eu** 152,0	64 **Gd** 156,9	65 **Tb** 159,2	66 **Dy** 162,46	67 **Ho** 164,94	68 **Er** 167,2	69 **Tu** 169,4	70 **Yb** 173,04	71 **Lu** 174,99

**

90 **Th** 232,12	91 **Pa** 231	92 **U** 238,07	93 **Np** 237	94 **Pu** 239	95 **Am** 241	96 **Cm** 242	97 **Bk** 243	98 **Cf** 244	99 **Es**	100 **Fm**	101 **Mv**	102 **No**	103 **Lw**

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

АТОМНЫЕ И ИОННЫЕ РАДИУСЫ И ЭЛЕКТРООТРИЦАТЕЛЬНОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ

Атомный номер и символ	Атомный радиус	Ионный радиус			Электроотрицательность	
		Гольдшмидт, 1926	Аренс, 1952	Белов-Бокий, 1960	Паулинг, 1932 *	Поваренных, 1962
1 H	0,37	H^-	1,54	1,36		
		H^+	0,00	0,00	2,15	312
2 He	1,22					
3 Li	1,52	Li^+	0,78	0,68	0,68	0,95 125
4 Be	1,11	Be^{2+}	0,34	0,35	0,34	1,5 210
5 B	0,77	B^{3+}		0,23	0,20	2,0 290
6 C	0,95	C^{4+}	0,2	0,16	0,15	2,5 370
7 N	0,71	N^{5+}	0,15	0,13	0,15	3,0 450
8 O	0,60	O^{2-}	1,32		1,36	3,5 530
9 F	0,6	F^-	1,33		1,33	3,95 605
10 Ne	1,60					
11 Na	1,86	Na^+	0,98	0,97	0,98	0,9 118
12 Mg	1,60	Mg^{2+}	0,78	0,66	0,74	1,2 175
13 Al	1,43	Al^{3+}	0,57	0,51	0,57	1,5 220
14 Si	1,17	Si^{4+}	0,39	0,42	0,39	1,8 270
15 P	1,08	P^{5+}	0,35	0,35	0,35	2,1 320
16 S	1,04	S^{2-}	1,74		1,82	2,5 385
		S^{6+}	0,34	0,30	0,29	
17 Cl	0,99	Cl^-	1,81		1,81	3,0 460
18 A	1,92					
19 K	2,31	K^+	1,33	1,33	1,33	0,8 100
20 Ca	1,97	Ca^{2+}	1,06	0,99	1,04	1,0 137
21 Sc	1,51	Sc^{3+}	0,83	0,81	0,83	1,3 200
22 Ti	1,49	Ti^{2+}	0,80		0,78	
		Ti^{3+}	0,69	0,76	0,69	220
		Ti^{4+}	0,64	0,68	0,64	1,6 260
23 V	1,32	V^{2+}	0,72	0,88	0,72	
		V^{3+}	0,65	0,74	0,67	1,4 235
		V^{4+}	0,61	0,63	0,61	1,7 280
		V^{5+}	0,4	0,59	0,4	1,9 315
24 Cr	1,25	Cr^{2+}	0,83		0,83	1,4
		Cr^{3+}	0,64	0,63	0,64	1,5 250
		Cr^{6+}	0,35	0,52	0,35	370
25 Mn	1,29	Mn^{2+}	0,91	0,80	0,91	1,4 170
		Mn^{3+}	0,70	0,66	0,70	1,5 260
		Mn^{4+}	0,52	0,60	0,52	310
		Mn^{7+}		0,46	0,46	2,5 420
26 Fe	1,26	Fe^{2+}	0,82	0,74	0,80	1,7 185
		Fe^{3+}	0,67	0,64	0,67	1,8 245
27 Co	1,26	Co^{2+}	0,82	0,72	0,83	1,7 200
		Co^{3+}	0,64	0,63	0,64	260
28 Ni	1,24	Ni^{2+}	0,78	0,69	0,74	1,8 220
29 Cu	1,27	Cu^+		0,96	0,98	1,8 177
		Cu^{2+}		0,72	0,80	2,0 235
30 Zn	1,33	Zn^{2+}	0,83	0,74	0,83	1,5 208
31 Ga	1,22	Ga^{3+}	0,62	0,62	0,62	1,5 235
32 Ge	1,22	Ge^{2+}	0,9	0,73	0,65	185
		Ge^{4+}	0,44	0,53	0,44	1,8 265
33 As	1,26	As^{3+}	0,69	0,58	0,69	2,0 220
		As^{5+}		0,46	0,47	310
		As^{3-}			1,91	
34 Se	1,16	Se^{2-}	1,91		1,93	2,4
		Se^{4+}		0,50	0,69	250
		Se^{6+}	0,35	0,42	0,35	360
35 Br	1,19	Br^-	1,96		1,96	2,8 425
36 Kr	1,98					
37 Rb	2,43	Rb^+	1,49	1,47	1,49	0,8 97

Продолжение

Атомный номер и символ	Атомный радиус	Ионный радиус			Электроотрицательность	
			Гольдшмидт, 1926	Аренс, 1952	Белов-Бокий, 1960	Паулинг, 1932 *	Поваренных, 1962
38 Sr	2,10	Sr^{2+}	1,27	1,12	1,20	1,0	125
39 Y	1,81	Y^{3+}	1,06	0,92	0,97	1,2	160
40 Zr	1,62	Zr^{4+}	0,87	0,79	0,82	1,5	200
41 Nb	1,43	Nb^{4+}	0,69	0,74	0,67		215
		Nb^{5+}	0,69	0,69	0,66	1,7	240
42 Mo	1,36	Mo^{4+}	0,68	0,70	0,68	1,6	235
		Mo^{6+}		0,62	0,65	2,1	275
43 Tc							
44 Ru	1,32	Ru^{4+}	0,68	0,67	0,62	2,0	270
45 Rh	1,34	Rh^{3+}		0,68	0,75	2,1	240
		Rh^{4+}			0,65		
46 Pd	1,37	Pd^{2+}		0,80			230
		Pd^{4+}		0,65	0,64	2,0	
47 Ag	1,44	Ag^{+}	1,13	1,26	1,13	1,8	175
		Ag^{2+}		0,89			250
48 Cd	1,49	Cd^{2+}	1,03	0,97	0,99	1,5	195
49 In	1,62	In^{3+}	0,92	0,81	0,92	1,5	215
50 Sn	1,40	Sn^{2+}		0,93	1,02	1,7	170
		Sn^{4+}	0,74	0,71	0,67	1,8	235
51 Sb	1,44	Sb^{3+}	0,90	0,76	0,90	1,8	195
		Sb^{5+}		0,62	0,62	2,1	270
52 Te	1,43	Te^{2-}	2,11		2,11	2,1	
		Te^{4+}	0,89	0,81	0,89		220
		Te^{6+}		0,56	0,56		315
53 I	1,36	I^{-}	2,20		2,20	2,55	375
		I^{5+}	0,94	0,62			
		I^{7+}		0,50	0,50		
54 Xe	2,20						
55 Cs	2,62	Cs^{+}	1,65	1,67	1,65	0,75	90
56 Ba	2,17	Ba^{2+}	1,43	1,34	1,38	0,9	115
57 La	1,86	La^{3+}	1,22	1,14	1,04	1,1	150
		La^{4+}			0,90		
58 Ce	1,83	Ce^{3+}	1,18	1,07	1,02	1,1	160
		Ce^{4+}	1,02	0,94	0,88		190
59 Pr	1,82	Pr^{3+}	1,16	1,06	1,00	1,1	
		Pr^{4+}	1,00	0,92			
60 Nd	1,82	Nd^{3+}	1,15	1,04	0,99	1,2	
61 Pm		Pm^{3+}		1,06	0,98	1,2	
62 Sm	1,85	Sm^{3+}	1,13	1,00	0,97	1,2	
63 Eu	2,04	Eu^{2+}	1,24				
		Eu^{3+}	1,13	0,98	0,97	1,2	
64 Gd	1,79	Gd^{3+}	1,11	0,97	0,94	1,2	
65 Tb	1,77	Tb^{3+}	1,09	0,93	0,89	1,2	
		Tb^{4+}	0,89	0,81			
66 Dy	1,77	Dy^{3+}	1,07	0,92	0,88	1,2	
67 Ho	1,76	Ho^{3+}	1,05	0,91	0,86	1,2	
68 Er	1,75	Er^{3+}	1,04	0,89	0,85	1,2	
69 Tu	1,74	Tu^{3+}	1,04	0,87	0,85	1,2	
70 Yb	1,93	Yb^{3+}	1,00	0,86	0,81	1,2	
71 Lu	1,74	Lu^{3+}	0,99	0,85	0,80	1,2	
72 Hf	1,59	Hf^{4+}	0,84	0,78	0,82	1,4	180
73 Ta	1,42	Ta^{5+}	0,68	0,68	0,66	1,7	210
74 W	1,37	W^{4+}	0,68	0,70	0,68	1,6	205
		W^{6+}		0,62	0,65	2,0	235
75 Re	1,38	Re^{4+}		0,72		1,8	215
		Re^{7+}		0,56	0,52	2,2	260
76 Os	1,34	Os^{4+}	0,67		0,65	2,0	220
		Os^{6+}		0,69			285
77 Ir	1,35	Ir^{4+}	0,66	0,68	0,65	2,1	230
78 Pt	1,38	Pt^{2+}		0,80			200
		Pt^{4+}		0,65	0,64	2,1	240
79 Au	1,44	Au^{+}		1,37	1,37	2,3	212
80 Hg	1,49	Hg^{2+}	1,12	1,10	1,12	1,8	215

Продолжение

Атомный номер и символ		Атомный радиус	Ионный радиус			Электроотрицательность	
			Гольдшмидт, 1926	Аренс, 1952	Белов-Бокий, 1960	Паулинг, 1932 *	Поваренных, 1962
81	Tl	1,71	Tl^{+}	1,49	1,47	1,49	1,5	140
			Tl^{3+}	1,05	0,95	1,05	1,9	230
82	Pb	1,74	Pb^{2+}	1,32	1,20	1,26	1,6	170
			Pb^{4+}	0,84	0,84	0,76	1,8	245
83	Bi	1,55	Bi^{3+}		0,96	1,20	1,8	195
			Bi^{5+}		0,74	0,74		275
84	Po	1,41	Po^{6+}		0,67			310
85	At		At^{7+}		0,62			350
86	Rn(Em)							
87	Fr		Fr^{+}		1,80			85
88	Ra		Ra^{2+}	1,52	1,43	1,44		113
89	Ac		Ac^{3+}		1,18	1,11		
90	Th	1,82	Th^{4+}	1,10	1,02	0,95	1,4	170
			Th^{3+}			1,08		
91	Pa		Pa^{3+}		1,13	1,06		
			Pa^{4+}		0,98	0,91		
92	U	1,38	U^{4+}	1,05	0,97	0,89	1,4	190
			U^{6+}		0,80		1,9	215

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

230 ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ГРУПП

(по Шенфлису и Международной номенклатуре)

Триклинная сингония

Моноэдрический (педиальный) класс симметрии

C_1^1 — $P1$

Пинакоидальный класс симметрии

C_i^1, S_2^1 — $P\bar{1}$

Моноклинная сингония

Сфеноидальный (диэдрический осевой) класс симметрии

C_2^1 — $P2$
C_2^2 — $P2_1$
C_2^3 — $C2$

Доматический (диэдрический безосный) класс симметрии

C_s^1, C_{1h}^1 — Pm
C_s^2, C_{1h}^2 — Pc
C_s^3, C_{1h}^3 — Cm
C_s^4, C_{1h}^4 — Cc

Призматический класс симметрии

C_{2h}^1 — $P2/m$
C_{2h}^2 — $P2_1/m$
C_{2h}^3 — $C2/m$
C_{2h}^4 — $P2/c$
C_{2h}^5 — $P2_1/c$
C_{2h}^6 — $C2/c$

Ромбическая сингония

Ромбо-тетраэдрический класс симметрии

D_2^1, V^1 — $P222$
D_2^2, V^2 — $P222_1$
D_2^3, V^3 — $P2_12_12$
D_2^4, V^4 — $P2_12_12_1$
D_2^5, V^5 — $C222_1$
D_2^6, V^6 — $C222$
D_2^7, V^7 — $F222$
D_2^8, V^8 — $I222$
D_2^9, V^9 — $I2_12_12_1$

Ромбо-пирамидальный класс симметрии

C_{2v}^1 — Pmm
C_{2v}^2 — Pmc
C_{2v}^3 — Pcc
C_{2v}^4 — Pma
C_{2v}^5 — Pca
C_{2v}^6 — Pnc
C_{2v}^7 — Pmn
C_{2v}^8 — Pba
C_{2v}^9 — Pna
C_{2v}^{10} — Pnn
C_{2v}^{11} — Cmm
C_{2v}^{12} — Cmc
C_{2v}^{13} — Ccc
C_{2v}^{14} — Amm
C_{2v}^{15} — Abm
C_{2v}^{16} — Ama
C_{2v}^{17} — Aba
C_{2v}^{18} — Fmm
C_{2v}^{19} — Fdd
C_{2v}^{20} — Imm
C_{2v}^{21} — Iba
C_{2v}^{22} — Ima

Ромбо-дипирамидальный класс симметрии

D_{2h}^1, V_h^1 — $Pmmm$
D_{2h}^2, V_h^2 — $Pnnn$
D_{2h}^3, V_h^3 — $Pccm$
D_{2h}^4, V_h^4 — $Pban$
D_{2h}^5, V_h^5 — $Pmma$
D_{2h}^6, V_h^6 — $Pnna$
D_{2h}^7, V_h^7 — $Pmna$
D_{2h}^8, V_h^8 — $Pcca$
D_{2h}^9, V_h^9 — $Pbam$
D_{2h}^{10}, V_h^{10} — $Pccn$
D_{2h}^{11}, V_h^{11} — $Pbcm$
D_{2h}^{12}, V_h^{12} — $Pnnm$
D_{2h}^{13}, V_h^{13} — $Pmmn$
D_{2h}^{14}, V_h^{14} — $Pbcn$
D_{2h}^{15}, V_h^{15} — $Pbca$
D_{2h}^{16}, V_h^{16} — $Pnma$
D_{2h}^{17}, V_h^{17} — $Cmcm$
D_{2h}^{18}, V_h^{18} — $Cmca$
D_{2h}^{19}, V_h^{19} — $Cmmm$
D_{2h}^{20}, V_h^{20} — $Cccm$
D_{2h}^{21}, V_h^{21} — $Cmma$
D_{2h}^{22}, V_h^{22} — $Ccca$

Продолжение

D_{2h}^{23}, V_h^{23}	— $Fmmm$
D_{2h}^{24}, V_h^{24}	— $Fddd$
D_{2h}^{25}, V_h^{25}	— $Immm$
D_{2h}^{26}, V_h^{26}	— $Ibam$
D_{2h}^{27}, V_h^{27}	— $Ibca$
D_{2h}^{28}, V_h^{28}	— $Imma$

Тетрагональная сингония

Тетрагонально-пирамидальный класс симметрии

C_4^1	— $P4$
C_4^2	— $P4_1$
C_4^3	— $P4_2$
C_4^4	— $P4_3$
C_4^5	— $I4$
C_4^6	— $I4_1$

Тетрагонально-тетраэдрический класс симметрии

S_4^1	— $P\bar{4}$
S_4^2	— $I\bar{4}$

Тетрагонально-дипирамидальный класс симметрии

C_{4h}^1	— $P4/m$
C_{4h}^2	— $P4_2/m$
C_{4h}^3	— $P4/n$
C_{4h}^4	— $P4_2/n$
C_{4h}^5	— $I4/m$
C_{4h}^6	— $I4_1/a$

Тетрагонально-трапецеэдрический класс симметрии

D_4^1	— $P42$
D_4^2	— $P42_1$
D_4^3	— $P4_12$
D_4^4	— $P4_12_1$
D_4^5	— $P4_22$
D_4^6	— $P4_22_1$
D_4^7	— $P4_32$
D_4^8	— $P4_32_1$
D_4^9	— $I42$
D_4^{10}	— $I4_12$

Дитетрагонально-пирамидальный класс симметрии

C_{4v}^1	— $P4mm$
C_{4v}^2	— $P4bm$
C_{4v}^3	— $P4cm$
C_{4v}^4	— $P4nm$
C_{4v}^5	— $P4cc$
C_{4v}^6	— $P4nc$
C_{4v}^7	— $P4mc$
C_{4v}^8	— $P4bc$
C_{4v}^9	— $I4mm$
C_{4v}^{10}	— $I4cm$
C_{4v}^{11}	— $I4md$
C_{4v}^{12}	— $I4cd$

Тетрагонально-скаленоэдрический класс симметрии

D_{2d}^1, V_d^1	— $P\bar{4}2m$
D_{2d}^2, V_d^2	— $P\bar{4}2c$
D_{2d}^3, V_d^3	— $P\bar{4}2_1m$
D_{2d}^4, V_d^4	— $P\bar{4}2_1c$
D_{2d}^5, V_d^5	— $C\bar{4}2m$
D_{2d}^6, V_d^6	— $C\bar{4}2c$
D_{2d}^7, V_d^7	— $C\bar{4}2b$
D_{2d}^8, V_d^8	— $C\bar{4}2n$
D_{2d}^9, V_d^9	— $F\bar{4}2m$
D_{2d}^{10}, V_d^{10}	— $F\bar{4}2c$
D_{2d}^{11}, V_d^{11}	— $I\bar{4}2m$
D_{2d}^{12}, V_d^{12}	— $I\bar{4}2d$

Дитетрагонально-дипирамидальный класс симметрии

D_{4h}^1	— $P4/mmm$
D_{4h}^2	— $P4/mcc$
D_{4h}^3	— $P4/nbm$
D_{4h}^4	— $P4/nnc$
D_{4h}^5	— $P4/mbm$
D_{4h}^6	— $P4/mnc$
D_{4h}^7	— $P4/nmm$
D_{4h}^8	— $P4/ncc$
D_{4h}^9	— $P4/mmc$
D_{4h}^{10}	— $P4/mcm$
D_{4h}^{11}	— $P4/nbc$
D_{4h}^{12}	— $P4/nnm$
D_{4h}^{13}	— $P4/mbc$
D_{4h}^{14}	— $P4/mnm$
D_{4h}^{15}	— $P4/nmc$
D_{4h}^{16}	— $P4/ncm$
D_{4h}^{17}	— $I4/mmm$
D_{4h}^{18}	— $I4/mcm$
D_{4h}^{19}	— $I4/amd$
D_{4h}^{20}	— $I4/acd$

Тригональная сингония

Тригонально-пирамидальный класс симметрии

C_3^1	— $P3$
C_3^2	— $P3_1$
C_3^3	— $P3_2$
C_3^4	— $R3$

Ромбоэдрический класс симметрии

C_{3i}^1, S_6^1	— $P\bar{3}$
C_{3i}^2, S_6^2	— $R\bar{3}$

Тригонально-трапецеэдрический класс симметрии

D_3^1	— $P32$
D_3^2	— $P32$
D_3^3	— $P3_12$
D_3^4	— $P3_12$
D_3^5	— $P3_22$
D_3^6	— $P3_22$
D_3^7	— $R32$

Дитригонально-пирамидальный класс симметрии

C_{3v}^1	— $P3m$
C_{3v}^2	— $P3m$
C_{3v}^3	— $P3c$
C_{3v}^4	— $P3c$
C_{3v}^5	— $R3m$
C_{3v}^6	— $R3c$

Дитригонально-скаленоэдрический класс симметрии

D_{3d}^1	— $P\bar{3}m$
D_{3d}^2	— $P\bar{3}c$
D_{3d}^3	— $P\bar{3}m$
D_{3d}^4	— $P\bar{3}c$
D_{3d}^5	— $R\bar{3}m$
D_{3d}^6	— $R\bar{3}c$

Гексагональная сингония

Гексагонально-пирамидальный класс симметрии

C_6^1	— $P6$
C_6^2	— $P6_1$
C_6^3	— $P6_5$
C_6^4	— $P6_2$
C_6^5	— $P6_4$
C_6^6	— $P6_3$

Тригонально-дипирамидальный класс симметрии

C_{3h}^1	— $P\bar{6}$

Гексагонально-дипирамидальный класс симметрии

C_{6h}^1	— $P6/m$
C_{6h}^2	— $P6_3/m$

Гексагонально-трапецоэдрический класс симметрии

D_6^1	— $P62$
D_6^2	— $P6_12$
D_6^3	— $P6_52$
D_6^4	— $P6_22$
D_6^5	— $P6_42$
D_6^6	— $P6_32$

Продолжение

Дигексагонально-пирамидальный класс симметрии

C_{6v}^1	— $P6mm$
C_{6v}^2	— $P6cc$
C_{6v}^3	— $P6cm$
C_{6v}^4	— $P6mc$

Дитригонально-дипирамидальный класс симметрии

D_{3h}^1	— $P\bar{6}m2$
D_{3h}^2	— $P\bar{6}c2$
D_{3h}^3	— $P\bar{6}m2$
D_{3h}^4	— $P\bar{6}c2$

Дигексагонально-дипирамидальный класс симметрии

D_{6h}^1	— $P6/mmm$
D_{6h}^2	— $P6/mcc$
D_{6h}^3	— $P6/mcm$
D_{6h}^4	— $P6/mmc$

Кубическая сингония

Пентагон-тритетраэдрический класс симметрии

T^1	— $P23$
T^2	— $F23$
T^3	— $I23$
T^4	— $P2_13$
T^5	— $I2_13$

Дидодекаэдрический класс симметрии

T_h^1	— $Pm3$
T_h^2	— $Pn3$
T_h^3	— $Fm3$
T_h^4	— $Fd3$
T_h^5	— $Im3$
T_h^6	— $Pa3$
T_h^7	— $Ia3$

Пентагон-триоктаэдрический (гироэдрический) класс симметрии

O^1	— $P43$
O^2	— $P4_23$
O^3	— $F43$
O^4	— $F4_13$
O^5	— $I43$
O^6	— $P4_33$
O^7	— $P4_13$
O^8	— $I4_13$

Гексатетраэдрический класс симметрии

T_d^1	— $P\bar{4}3m$
T_d^2	— $F\bar{4}3m$
T_d^3	— $I\bar{4}3m$
T_d^4	— $P\bar{4}3n$

Продолжение

T_d^5	— $F\bar{4}3c$	O_h^4	$Pn3m$
T_d^6	— $I\bar{4}3d$	O_h^5	— $Fm3m$
		O_h^6	— $Fm3c$
Гексоктаэдрический класс симметрии		O_h^7	— $Fd3m$
O_h^1	— $Pm3m$	O_h^8	— $Fd3c$
O_h^2	— $Pn3n$	O_h^9	— $Im3m$
O_h^3	— $Pm3n$	O_h^{10}	— $Ia3d$

ЛИТЕРАТУРА

А. Учебники и справочники

Berry L. G., Mason Br., Mineralogy, San Francisco, 1959.
Bragg W. L., Atomic Structure of Minerals, New York, 1937.
Brindley G. W., X-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals, London, 1951.
Dana E. S., Descriptive Mineralogy, New York, 1914.
Doelter C., Handbuch der Mineralchemie, Bd. I—IV, Dresden — Leipzig, 1912—1934.
Edwards A. B., Textures of the Ore Minerals, Melbourne, 1947.
Eskola P., Kristalle und Gesteine, Wien, 1946.
Goldschmidt V. M., Geochemistry, Oxford, 1954.
Harker A., Metamorphism, London, 1939.
Hey M. H., An Index of Mineral Species and Varieties, London, 1950.
Hintze C., Handbuch der Mineralogie, Leipzig, 1897—1915.
Larsen E. S., Berman H., The Microscopic Determination of the Non-opaque Minerals, Washington, 1934.
Machatschki F., Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage, Wien, 1953.
Mason Br., Principles of Geochemistry, New York, 1960.
Niggli P., Lehrbuch der Mineralogie, Berlin, 1926.
Niggli P., Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie, Berlin, 1941.
Niggli P., Rocks and Mineral Deposits, San Francisco, 1954.
Palache Ch., Berman H., Frondel Cl., The System of Mineralogy, New York, I, 1944; II, 1951; III, 1962.
Ramdohr P., Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen, Berlin, 1960. (Имеется русский перевод: П. Рамдор, Рудные минералы и их срастания, «Мир», 1962.)
Ramdohr P., Strunz H., Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie, Stuttgart, 1967.
Rankama K., Isotope Geology, London, 1954. (Имеется русский перевод: К. Ранкама, Геология изотопов, «Мир», 1956).
Rankama K., Sahama Th. G., Geochemistry, Chicago, 1950.
Robertson R. H. S., Mineral Use Guide, London, 1960.
Schüller A., Die Eigenschaften der Minerale, Berlin, 1954.
Short M. N., Microscopic Determination of the Ore Minerals, Washington, 1940.
Strunz H., Mineralogische Tabellen, Leipzig, 1966.
Winchell A. N., Elements of Optical Mineralogy, New York, 1933.
Белов Н. В., Структура ионных кристаллов и металлических фаз, Москва, 1947.
Бетехтин А. Г., Минералогия, Москва, 1950.
Бокий Г. Б., Кристаллохимия, Москва, 1960.
Вернадский В. И., Избранные сочинения, I—V Москва, 1954—1960.
Власов К. А. и др., Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, I—II, Москва, 1964.
Гецева Р. В., Савельева К. Т., Руководство по определению урановых минералов, Москва, 1956.
Лазаренко Е. К., Курс минералогии, Москва, 1963.
Лазаренко Е. К., Основы генетической минералогии, Львов, 1963.
Михеев В. И., Рентгенометрический определитель минералов, Москва, 1957.
Сауков А. А., Геохимия, Москва, 1966.
Седлецкий И. Д., Методы определения коллоидно-дисперсных минералов, Киев, 1955.
Сидоренко Г. А., Рентгенографический определитель урановых и урансодержащих минералов, Москва, 1960.
Смольянинов Н. А., Практическое руководство по минералогии, Москва, 1955.
Солодовников Л. Л., Руководство и таблицы для определения минералов, Ленинград, 1954.
Ферсман А. Е., Геохимия, I—IV, Москва, 1933—1939.
Ферсман А. Е., Избранные труды, I—VII, Москва, 1952—1962.
Чухров Ф. В., Коллоиды в земной коре, Москва, 1955.
Чухров Ф. В. и др., Минералы, Москва, I, 1960; II, 1, 1963; II, 2, 1965.
Шафрановский И. И., Кристаллы минералов, Москва, I, 1957; II, 1961.

Б. Журналы
(с указанием сокращенных названий, применяемых в этом списке литературы, и года начала издания)

Acta Crystallographica, Copenhagen, 1948 (Acta Cryst.).
American Mineralogist, Wisconsin, 1916 (AM).
Archiv for Mineralogi och Geologi, Stockholm, 1954 (Arch. Min. Geol.).
Beiträge zur Kristallographie und Mineralogie, Heidelberg, 1925 (Beitr. Krist.).
Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, Paris, 1878 (Bull. fr. Min.).
Canadian Mineralogist, Toronto, 1957 (Can. Min.).
Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, Abt. A. Stuttgart, 1900 (Cbl. Min.).
Chemie der Erde, Jena, 1914 (Chem. d. Erde).
Economic Geology, Lancaster, USA, 1905 (Ec. Geol.).
Fortschritte der Mineralogie, Stuttgart, 1947 (Fortschr. Min.).
Geochimica et Cosmochimica Acta, London, 1950 (Geoch. Cosm. Acta).
Mineralogical Magazine, London, 1877 (MM).
Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Leipzig, 1928 (Min. Petr. Mitt.).
Neues Jahrbuch für Mineralogie, Stuttgart, 1830 (NJ Min.).
Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, Zürich, 1921 (Schweiz. min. petr. Mitt.).
Zeitschrift für Kristallographie, Leipzig, 1871 (Zt. Krist.).
Геохимия (Изд-во АН СССР), 1956.
Доклады Академии Наук СССР, 1922 (ДАН СССР).
Записки Всесоюзного минералогического общества, 1948 (Зап. Всес. мин. о-ва).
Известия Академии Наук СССР, 1894, сер. геол., 1936 (Изв. АН СССР).
Кристаллография (Изд-во АН СССР), 1956 (Кристалл. АН СССР).
Минералогический сборник, Львов, 1947 (Мин. сборн., Львов).
Труды Института Кристаллографии АН СССР, 1939 (Тр. Ин-та крист. АН СССР).
Труды Минералогического музея АН СССР, 1926 (Тр. Мин. музея АН СССР).

В. Статьи

1. Общие

Ahrens L. H., Variation of refractive index with ionization potential, in some isostructural crystals, MM, **31**, 929, 1958.
Alan Harcourt G., Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder pattern, AM, **27**, 63, 1942.
Allen R. D., A new equation relating index of refraction and specific gravity, AM, **41**, 24, 1956.
Andreatta C., Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose, NJ, Min., **87**, 2, 1954.
Andreatta C., Über die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine und ihre diagrammatische Darstellung, Cbl., Min. Abt. A, 303, 321, 1937.
Bailly R., Infrared light for mineral determination, AM, **33**, 519, 1948.
Barton P. B., The chemical environment of ore deposition and the problem of low-temperature ore transport, Researches in Geochemistry, New York, 279, 1959.
Battey M. H., Tomkeieff, Aspects of Theoretical Mineralogy in the USSR, New York, 1964.
Behrens M., Hozner J., Eine Schnell- u. Mikromethode zur Bestimmung des spez, Gewichts von Mineralien u. Gesteinskomponenten, Cbl. Min. Abt. A, 373, 1937.
Berman J., Identification of metamict minerals by X-ray diffraction, AM, **40**, 805, 1955.
Bliznakow G., Die Kristalltracht und die Adsorption fremder Beimischungen, Fortschr. Min., **36**, 149, 1958.
Buerger M. J., The role of temperature in mineralogy, AM, **38**, 101, 1948.
Buerger M. J., Polymorphism and phase transformations, Fortschr. Min., **39**, 9, 1961.
Déribéré M., Les phénomènes de luminescence en minéralogie, Bull. fr. Min., **77**, 939, 1954.
Dwornik E., Ross M., Application of the electron microscope to mineralogical studies, AM, **40**, 261, 1955.
Egli P. H., A survey of inorganic piezoelectric materials, AM, **33**, 149, 1948.
Eugster H. P., Reduction and oxydation in metamorphism, Researches in Geochemistry, New York, 397, 1959.
Fleischer M., Some problems of chemical mineralogy, AM, **38**, 149, 1953.

Fyfe W. S., The problem of bond type, AM, **39**, 991, 1954.
Fyfe W. S., Isomorphism and bond type, AM, **36**, 538, 1951.
Goodman Cl., Thompson G. A., Autoradiography of minerals, AM, **28**, 456, 1943.
Groth P., Entwicklungsgeschichte der Mineralogischen Wissenschaft, Berlin, 1926.
Hartman P., Perdock W. G., On the relations between structure and morphology of crystals, Acta Cryst., **8**, 49, 521, 1955.
Hiller J. E., Magnetismus and Kristallstruktur bei Mineralien, Fortschr. Min., **3**, 155, 1955.
Hoffman J., Färbungsursachen verschiedener Mineralsalze, Chem. d. Erde, **12**, 208, 1939—1940.
Ingerson E., Liquid inclusions in geological thermometry, AM, **32**, 375, 1947.
Jäger E., Huttenlocher H., Zur Farbmessung von Mineralien, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **35**, 185, 1955.
Jahns R. H., The genesis of pegmatites, I. Occurrence and origin of giant crystals, AM, **38**, 563, 1953.
Jahns R. H., The genesis of pegmatites, II. Quantitative analysis of lithium b aring pegmatites, AM, **38**, 1078, 1953.
Kennard T. G., Howell D. H., Types of coloring in minerals, AM, **26**, 405, 1941.
Kleber W., Zur Kristallchemischen Systematik der Mineralien, Fortschr. Min., **28**, 70, 1950.
Kleber W., Angewandte Gitterphysik, Berlin, 1960.
Kleber W., Die Korrespondenz zwischen Morphologie und Struktur der Kristalle, Naturwiss., **42**, 170, 1955.
Kleber W., Zur Adsorpionstheorie der Exomorphose, Zt. Krist., **109**, 115, 1957.
Kleber W., Über Adsorption und Epitaxie, Fortscher. Min., **36**, 38, 1958.
Moorhouse W. W., The paragenesis of accessory minerals, Ec. Geol., **56**, 248, 1956.
Niggli P. et al., Die Mineralien der Schweizeralpen, Basel, 1940.
Orgel J., Essai sur le concept d'espèce et les classifications en minéralogie et pétrographie, Bull. fr. Min., **77**, 397, 1954.
Pabst A., The metamict state, AM, **37**, 137, 1952.
Peach P. A., A decrepitation geothermometer, AM, **34**, 413, 1949.
Quensel P., The paragenesis of the Varuträsk pegmatite, Archiv Min. Geol., **2**, 9, 1955.
Quirke T. T., Pegmatite crystallisation, AM, **28**, 573, 1943.
Schafranovsky I. I., Erweiterung der Kristallformenlehre, Fortschr. Min., **39**, 187, 1961.
Schröcke H., Über Alkaligesteine und deren Lagerstätten, NJ Min., **88**, 169, 1955.
Stevens R. E., Carron M. K., Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH, AM, **33**, 31, 1948.
Taupitz K. Chr., Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten, Chem. d. Erde, **17**, 104, 1954.
Telkes M., Thermoelectric power and electric resistivity of minerals, AM, **35**, 536, 1950.
Thompson J. B., Local equilibrium in metasomatic processes, Researches in Geochemistry, New York, 427, 1959.
Yagoda H., The localisation of uranium and thorium minerals in polished section, AM, **31**, 87, 1946.
Барабанов В. Ф., Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья, Ленинград, 1961.
Барсанов Г. П., Шевелева В. А., Материалы по изучению люминесценции минералов, II. Оксисоли, Тр. Мин. музея АН СССР, **6**, 29, 1954.
Белов Н. В., Кристаллохимия минерализаторов, ДАН СССР, **71**, 61, 1950.
Белов Н. В., Некоторые применения теории минерализаторов, Изв. АН СССР, **6**, 44, 1951.
Белов Н. В., Некоторые элементарные свойства минералов в связи с их тонкой структурой, Зап. Всес. мин. о-ва, **74**, 80, 1945.
Бетехтин А. Г., О генерациях рудных минералов, Зап. Всес. мин. о-ва, **78**, 177, 1949.
Бетехтин А. Г., Парагенетические взаимоотношения и последовательность образования минералов, Зап. Всес. мин. о-ва, **80**, 94, 1951.
Бетехтин А. Г. и др., Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, АН СССР, 1955.
Борнеман-Старынкевич И. Д., Изоморфные и пензоморфные замещения в минералах, Изв. АН СССР, **6**, 153, 1951.
Виноградов А. П., Закономерности распределения химичееких элементов в земной коре, Геохимия, **1**, 6, 1956.
Власов К. А., Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов, Изв. АН СССР, сер. геол., **2**, 30, 1952.
Власов К. А., Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов, Изв. АН СССР, сер. геол., **1**, 65, 1956.
Герасимовский В. И., Задачи генетической минералогии, Проблемы геохимии и минералогии, АН СССР, 22, 1956.

Гинзбург А. И., Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов, Тр. Мин. музея АН СССР, **7**, 12, 1955.
Григорьев Д. П., Онтогения минералов, Львов, 1961.
Григорьев Д. П., О генезисе минералов, Зап. Всес. мин. о-ва, **76**, 51, 1947.
Григорьев Д. П., О генезисе натёчных или метаколлоидных, колломорфных агрегатов минералов, Зап. Всес. мин. о-ва, **82**, 7, 1953.
Григорьев Д. П., Некоторые наблюдения явлений химического выветривания минералов, Зап. Узбек. отдел. Всес. мин. о-ва 8, 85, 1955.
Григорьев Д. П., Что известно о зарождении минералов, Зап. Всес. мин. о-ва, **80**, 13, 1951.
Григорьев Д. П., К пониманию природы коллоидных минералов, Вопросы минералогии осадочных образований, 3—4, 107, 1956.
Григорьев Д. П., Рекристаллизация минералов, Зап. Всес. мин. о-ва, **85**, 147, 1956.
Грицаенко Г. С., Применение электронного микроскопа к изучению тонкодисперсных минералов, Мин. сборн., Львов, **10**, 81, 1956.
Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И., Электронная микроскопия минералов, Москва, 1961.
Грум-Гржимайло С. В., О возможности определения валентности и координации окрашивающих элементов по их абсорбционным кривым, Зап. Всес. мин. о-ва, **74**, 89, 1945.
Грушкин Г. Г., Газово-жидкие включения как минералогический манометр, Зап. Всес. минерал. о-ва, **82**, 125, 1953.
Елисеев Н. А., Метаморфизм, Ленинград, 1959.
Ермаков Н. П., Методология термометрического анализа минералов из гидротермальных месторождений. Мин. сборн., Львов, 1950.
Заварицкий А. Н., О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами, Зап. Всес. мин. о-ва, **76**, 37, 1947.
Калюжный В. А., Жидкие включения в минералах как геологический барометр. Мин. сборн., Львов, **9**, 64, 1955.
Капустинский А. Ф., Геосферы и химические свойства атомов, Геохимия, 1, 53, 1956.
Коржинский Д. С., Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов, Москва, 1957.
Кутина Я., Заметки о влиянии среды на образование кристаллических форм, Зап. Всес. мин. о-ва, **86**, 131, 1957.
Седлецкий И. Д., Коллоидно-дисперсные минералы — геологические термометры, Мин. сборн., Львов, **6**, 73, 1952.
Соболев В. С., О роли давления при минералообразовании, Мин. сборн., Львов, **9**, 50, 1959.
Ферсман А. Е., Цвета минералов, АН СССР, 1937.
Ферсман А. Е., Пегматиты, Москва, 1932.
Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Материалы по термографическому изучению минералов, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 157, 1955.

2. Элементы

Chesley F. G., Investigation of the minor elements in diamonds, AM, **27**, 20, 1942.
Slawson Ch. B., Twinning in the diamond, AM, **35**, 193, 1950.
Барсанов Г. П., Погоня Ю. Ф., Самородный висмут как геологический термометр, Тр. Мин. музея АН СССР, **1**, 106, 1949.
Бобриевич А. П. и др., Алмазные месторождения Якутии, Москва, 1959.
Онтоев Д. О., Об условиях образования гидротермального графита, Зап. Всес. мин. о-ва, **84**, 361, 1955.
Шубников А. В., О возможных и невозможных структурных модификациях алмаза, Тр. Ин-та крист. АН СССР, **11**, 5, 1955.

3. Сульфиды и др.

Bateman A. M., Jensen M. L., Notes on the origin of the Rhodesian Copper deposits, Isotope composition of the sulphides, Ec. Geol., **51**, 555, 1956.
Bernard J. H., Padera K., Bravoit aus dem Kladno-Rakonitzer Steinkohlenbecken, Zt. Geologie, **3** (2), 155, 1954.
Buck D. C., Strock L. W., Trimorphism in zinc sulfide, AM, **10**, 192, 1955.
Buerger M. J., The crystal structure of cubanite, AM, **32**, 415, 1947
Earley J. W., Description and synthesis of the selenide mineralss, AM, **35**, 337, 1950.
Frondel Cl., Palache Ch., Three new polymorphs of zinc sulfide, AM, **35**, 29, 1950.
Fryklung V. C., Horner R. S., Comments on minor elements in pyrrhotite, Ec. Geol., **50**, 339, 1955.
Gordon S. F., Variation in the properties of pyrite, AM, **21**, 1, 1942.

Hiller J. E., Probsthain K., Anwendung der Differentialthermoanalyse auf Sulfide, Fortschr. Min., 33, 148, 1955.
Kalb G., Koch L., Die Kristalltracht der Zinkblende in minerogenetischer Betrachtung, Cbl. Min. Abt. A, 353, 1929.
Kleber W., Bemerkungen zur kristallchemischen Beziehung zwischen Pyrit und Hauerit, Cbl. Min. Abt. A, 177, 1941.
Kullerud G., Sulfide systems as geological thermometers, Researches in geochemistry, New York, 301, 1959.
Kulp J. L., Ault W. U., Feeley H. W., Sulfur isotope abundance in sulphide minerals, Ec. Geol., 51, 139, 1956.
Neuhaus A., Über Pyrit mit vollkommenen Teilbarkeit nach (111), Chem. d. Erde, 12, 23, 1939—1940.
Neumann H., Notes on the mineralogy and geochemistry of zinc, MM, 28, 575, 1949.
Padera K., Beitrag zur Revision der Mineralien aus der Gruppe von Wismutglanz und Aikinit, Chem. d. Erde, 18, 14, 1956.
Smith F. G., Structure of zinc sulphide minerals, AM, 40, 658, 1955.
Suhr N., Concerning the Ag_2S — Cu_2S system, Econ. Geol., 50, 347, 1955.
Thompson R. M., The telluride minerals and their occurrence in Canada, AM, 34, 342, 1949.
Williams D., Genesis of sulphide ores, Proc. geol. Ass., 71, 245, 1960.
Григорьев Д. П., Закономерности образования сульфидов меди в сульфидных месторождениях Среднего Урала, Зап. Всес. мин. о-ва, 77, 3, 1948.
Круглякова Г. И., Ясинская А. А., К вопросу о магнитной восприимчивости некоторых сульфидов, Мин. сборн., Львов, 6, 257, 1952.
Лазаренко Е. К., О блеклых рудах, Мин. сборн., Львов, 10, 171, 1956.
Липин С. В., О магнитных свойствах пирротина, Зап. Всес. мин. о-ва, 80, 258, 1951.
Сахарова М. С., О висмутовых сульфосолях Устарасайского месторождения, Тр. Мин. музея АН СССР, 7, 112, 1955.
Синдеева Н. Д., Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура, Москва, 1959.
Смирнов С. С., Зона окисления сульфидных месторождений, Москва, 1936.

4. Галогениды

Allen R. D., Variation in chemical and physical properties of fluorite, AM, 37, 910, 1952.
Buerger M. J., The structural nature of the mineralizer action of fluorine and hydroxyl, AM, 33, 744, 1948.
Grogan R. M., Shrode R. S., Formation temperature of Southern Illinois bedded fluorite as determined from fluid inclusions, AM, 37, 555, 1952.
Pabst A., A structural classification of fluoaluminates, AM, 35, 149, 1950.
Дорфман М. Д., Новые алюмо-кальциевые фториды, Тр. Мин. музея АН СССР, 3, 97, 1951.
Казаков А. В., Соколова Е. И., Условия образования флюорита в осадочных породах, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 22, 1950.
Кореневский С. М., О структурных особенностях сингенетических и диагенетически измененных отложений галита и сильвина, Зап. Всес. мин. о-ва, 83, 48, 1954.
Коробцова М. С., Минералогия калийных месторождений Восточного Закарпатья, Вопросы минералогии осадочных образований, Львов, 3, 1955.

5. Окислы

Barton P. B., Fixation of uranium in the oxidizer base metal ores of the Goodsprings District, Nevada, Ec. Geol., 51, 178, 1956.
Borchert H., Die Bildung bedingungen mariner Eisenerzlagerstätte, Chem. d. Erde, 16, 49, 1952.
Brenet J., L'état actuel des donnés cristallographiques sur les bioxydes de manganèse, Bull. fr. Min., 77, 797, 1954.
Chevallier R., Bolfa J., Mathieu S., Titanomagnétites et ilménites ferromagnétiques, Bull. fr. Min., 78, 307, 366, 1955.
Garrels R. M., Some thermodynamic relations among the uranium oxides and their relation to the oxidation states of the uranium ores of the Colorado plateau, AM, 40, 1004, 1955.
Garrels R. M., Some thermodynamic relations among the vanadium oxides, and their relation to the oxidation state of the uranium ores of the Colorado plateau, AM, 38, 1251, 1953.
Hegemann F., Albrecht F., Zur Geochemie oxydischer Eisenerze, Chem. d. Erde, 17, 81, 1954.
Heide F., Die Geochemie der Süsswasser, Chem. d. Erde, 16, 3, 1952.

Hutchinson R. W., Preliminary report on investigation of mineral of columbium and tantallum and of certain associated minerals, AM, **40**, 432, 1955.
Keith M. L., Roy R., Structural relations among double oxide of trivalent elements, AM, **39**, 1, 1954.
Kulp J. L., Perfetti J. N., Thermal study of some manganese oxide minerals. MM, **29**, 239, 1950.
Mason B., The mineralogy of the antimony oxide and antimonates, MM, **30**, 100, 1953.
Mason B., Mineralogical aspects of the system Fe_3O_4 — Mn_3O_4 — $ZnMn_2O_4$ — $ZnFe_2O_4$, AM, **32**, 426, 1947.
Oenay T. S., Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **29**, 357, 1949.
Peng K., Lokalmorphologische Untersuchungen am Anatas von Balmen, Binnatal, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **35**, 422, 1955.
Robinson S. C., Sabina A. P., Uraninite and thorianite from Ontario and Quebec, AM, **40**, 624, 1955.
Schmidt E. R., Vermaas F. H. S., DTA and cell dimensions of some natural magnetites, AM, **40**, 422, 1955.
Stevens R. E., Composition of some chromites of the Western Hemisphere, AM, **29**, 1, 1944.
Walker G. W., Osterwald F. W., Uraniferous magnetite-hematite deposit at the Prince Mine, New Mexico, Ec. Geol., **51**, 213, 1956.
Беус А. А., Особенности изоморфного вхождения бериллия в кристаллические структуры минералов, Геохимия, **1**, 67, 1956.
Бонштедт-Куплетская Э. М., О гидратах глинозема из нефелиновых пегматитов Вишневых гор (Средний Урал), Зап. Всес. мин. о-ва, **76**, 239, 1947.
Бонштедт-Куплетская Э. М., Некоторые данные о минералах группы перовскита, Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, АН СССР, 1946.
Гинзбург А. И., О некоторых особенностях геохимии тантала и типах танталового оруденения, Геохимия, **3**, 74, 1956.
Гинзбург А. И., О химическом составе минералов группы колумбита—танталита, Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, АН СССР, 1946.
Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса, Тр. Мин. музея АН СССР, **3**, 73, 1951.
Грум-Гржимайло С. В., Об «александритовой» окраске кристаллов. Зап. Всес. мин. о-ва, **75**, 253, 1946.
Римская-Корсакова О. М., К вопросу о закономерных срастаниях шпинели с магнетитом, Зап. Всес. мин. о-ва, **79**, 178, 1950.
Роде Е. Я., Кислородные соединения марганца, Москва, 1952.

6. Силикаты

Alt M., Steinmetz H., Über die Thermolumineszenz von Quarz, Zt. angew. Min., **3**, 153, 1940.
Axelrod J. M., Grimaldi F. S., Muscovite with small optic axial angle, AM, **34**, 556, 1949.
Barclay Kamb W., The crystal structure of zunyite, Acta cryst., **13**, 5, 1960.
Barshad J., Vermiculite and its relation to biotite, AM, **33**, 655, 1948.
Bates Th. F., Morphology and crystal chemistry of 1 : 1 layer lattice silicates, AM, **44**, 78, 1959.
Black G. P., The significance of tridymite in igneous and metamorphic petrogenesis, MM, **30**, 518, 1954.
Bradley O., An investigation of high-temperature optics in some naturally occurring plagioclases, MM, **30**, 227, 1953.
Bradley W. F., Diagnostic criteria for clay minerals, AM, **30**, 704, 1945.
Brindley G. W., The crystal structure of some chamosite minerals, MM, **29**, 502, 1951.
Brindley G. W., Gillery F. H., X-ray identiification of chlorite species, AM, **41**, 169, 1956.
Buerger M. J., The stuffed derivatives of the silica structures, AM, **39**, 600, 1954.
Buerger M. J., Klein G. E., Donnay G., Determination of the crystal structure of nepheline, AM, **39**, 805, 1954.
Claffy F. W., Composition, tenebrescence and liminescence of spodumene minerals, AM, **38**, 919, 1953.
Claisse F., A roentgenographic method for determining plagioclases, AM, **35**, 412, 1950.
Coombs D. S., The pumpellyite mineral series, MM, **30**, 113, 1953.
Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M., The zeolite facies, Geoch. cosm. acta, **17**, 53, 1959.
Epprecht W., Die Gitterkonstanten der Turmaline, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **33**, 481, 1953.

Faust G. T., The endellite-halloysite nomenclature, AM, **40**, 1110, 1955.
Faust G. T., Thermal analysis and X-ray studies of sauconite and some zinc minerals of the same paragenetic association, AM, **36**, 795, 1951.
Frederickson A. F., Cox J. E., Solubility of albite in hydrothermal solution, AM, **39**, 738, 1954.
Frondel Cl., Tourmaline pressure gauges, AM, **33**, 1, 1948.
Gay P., The structures of the plagioclase feldspars, MM, **31**, 21, 1956.
Goodyear J., Duffin W. J., The identification and determination of plagioclase feldspars by the X-ray powder method, MM, **30**, 306, 1954.
Gorai M., Petrological studies on plagioclase twins, AM, **36**, 884, 1951.
Grim R. E., Bradley W. F., Rehydration and dehydration of the clay minerals, AM, **33**, 50, 1948.
Gruner J. W., An attempt to arrange silicates in the order of reaction energies at relatively low temperatures, AM, **35**, 137, 1950.
Gruner J. W., Progress in silicate structures, AM, **33**, 679, 1948.
Hallimond A. F., On the graphical representation of the calciferous amphiboles, AM, **28**, 65, 1943.
Heinrich E. W., Levinson A. A., Studies in the mica group, polymorphism among the high silica sericites, AM, **40**, 983, 1955.
Hendricks S. B., Ross C. S., Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite, AM, **26**, 683, 1941.
Henin S., Esquevin J., Caillère S., Sur la fibrosité de certains minéraux de nature montmorillonitique, Bull. fr. Min., **77**, 491, 1954.
Hess H. H., Pyroxenes of common mafic magmas, AM, **26**, 515, 573, 1941.
Hess H. H., Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes, AM, **34**, 621, 1949.
Hey M. H., A new review of the chlorites, MM, **30**, 278, 1954.
Homma F., The method and its principle of delineating the composition-variation curve of a zoned plagioclase with an example, Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., **1**, 19, 1936.
Ito T., The structure of eudidymite, AM, **32**, 442, 1947.
Jacodzinski H., Kunze G., Die Röllchenstruktur des Chrysotils, NJ Min., **87**, 137, 1954.
Jung J., Les illites du bassin oligocène de Salins (Cantal), Bull. fr. Min., **77**, 1231, 1954.
Kalb G., Klotsch H., Die Kristallracht des Hochquarzes in minerogenetischer Betrachtung, Cbl. Min. Abt., A, **66**, 1941.
Keller W. D., The bonding energies of some silicate minerals, AM, **39**, 783, 1954.
Kennedy G. C., Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common forming minerals, AM, **32**, 561, 1947.
Kirk R. D., The luminescence and tenebrescence of natural and synthtic sodalite, AM, **40**, 22, 1955.
Köhler A., Wieden P., Vorläufige Versuche in der Feldspatgruppe mittels der DTA, NJ Min., **87**, 249, 1954.
Kuno H., Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes, AM, **40**, 70, 1955.
Kuno H., Study of orthopyroxenes from volcanic rocks, AM, **39**, 30, 1954.
Leander F. P., Zur Morphologie des Axinits, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **23**, 1, 1943.
Levinson A. A., Studies in mica group, polymorphism among illites and hydrous micas, AM, **40**, 41, 1955.
Levinson A. A., Heinrich E. W., Studies in the mica group, single crystal data on phlogopite, biotites, and manganophyllites, AM, **39**, 937, 1954.
Liebau Fr., Bemerkungen zur Systematik der Kristallstrukturen von Silikaten mit hochkondensierten Anionen, Z. phys. Chem., **206**, 73, 1957.
Mackenzie R. C., The Classification and Nomenclature of Clay Minerals, Clay Mineral. Bull., **4**, 52, 1959.
Mackenzie W. S., Smith J. V., The alkali feldspars, III. An optical and X-ray study of high-temperature feldspars, AM, **41**, 405, 1956.
Mackenzie W. S., Smith J. V., The alkali feldspars, I. Orthoclase microperthites, AM, **40**, 707, 1955.
McConnell D., The crystal chemistry of montmorillonite, AM, **35**, 166, 1950.
Medved D. S., Hackmanite and its tenebrescent properties, AM, **39**, 615, 1954.
Megaw H. D., Order and disorder in the feldspars, MM, **32**, 226, 1959.
Mering J., Glaeser R., Sur le rôle de la valance des cations échangeables dans la montmorillonite, Bull. fr. Min., **77**, 519, 1954.
Milkey R. G., Infrared spectra of some tectosilicates, AM, **45**, 990, 1960.
Miyashiro A., Osumilite, a new silicate mineral, and its crystal structure, AM, **41**, 104, 1956.
Moorhouse W. W., The paragenesis of accessory minerals, Ec. Geol., **51**, 248, 1956.
Muir I. D., Transitional optics of some andesines and labradorites, MM, **30**, 543, 1955.
Muir I. D., The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusions, eastern Greenland, MM, **29**, 690, 1951.

Nagy B., Bradley W. F., The structural sheme of sepiolite, AM, **40**, 885c, 1955.
Nel H. J., Pollucite from Karibib, South West Africa, AM, **29**, 443, 1944.
Orcel J., Caillère S., Henin S., Nouvel essai de classification des chlorites, MM, **29**, 329, 1950.
Osborn H. C., Seelye F. G., Composition and properties of some New Zealand glauconite, AM, **26**, 595, 1941.
Pabst A., Redescription of the single layer structure of the micas, AM, **40**, 967, 1955.
Pabst A., Crystal structure of gillespite, AM, **28**, 372, 1943.
Peng C. J., Thermal analysis study of the natrolite group, AM, **40**, 834, 1955.
Pitcher W. S., Calc-silicate skarn veins in the limestone of Lough Anure, Co. Donegal, MM, **29**, 126, 1950.
Poldervaart A., Gilkey A. K., On clouded plagioclase, AM, **39**, 75, 1954.
Poldervaart A., The relationship of orthopyroxene to pigeonite, MM, **28**, 164, 1947.
Poldervaart A., Subcalcic ferroaugite from Mount Arthur, East Griqualand, MM, **28**, 159, 1947.
Pough F. H., Phenakit, seine Morphologie und Paragenesis, NJ Min., Abt. A, **71**, 291, 1936.
Rabbit J. C., A new study of the anthophyllite series, AM, **33**, 263, 1948.
Ramberg H., Relative stabilities of some simple silicates as related to the polarization of the oxygen ions, AM, **39**, 256, 1954.
Riordon P. H., The genesis of asbestos in ultrabasic rocks, Ec. Geol., **50**, 67, 1955.
De Roever W. P., Some remarks concerning the origin of glaucophane, Amer. J. Sci., **253**, 240, 1955.
Roy D. M., Mumpton F. A., Stability of minerals in the system ZnO — SiO_2 — H_2O, Ec. Geol., **51**, 432, 1956.
Roy D. M., Roy R., Synthesis and stability of the minerals in the system MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O, AM, **40**, 147, 1955.
Roy D. M., Mumpton F. A., An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentines and related layer silicate minerals, AM, **39**, 957, 1954.
Roy R., Osborn E. F., The system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O, AM, **39**, 853, 1954.
Sabine P. A., The optical properties and composition of the acmitic pyroxenes, MM, **29**, 113, 1950.
Schairer J. F., Some aspect of the melting and crystallization of rock-forming minerals, MM, **27**, 75, 1944.
Schaller W. T., An interpretation of the composition of high-silica sericite, MM, **29**, 406, 1950.
Schaller W. T., The pectolite-schizolite-serandite series, AM, **40**, 1032, 1955.
Schüller A., Über die Kaolinisierung von Feldspat u. Glimmer bei der Bildung von Tonsteinen, Chem. d. Erde, **18**, 47, 1956.
Scott McKenzie W., The orthoclase-microcline inversion, MM, **30**, 354, 1954.
Shidô F., Miyashiro A., Hornblendes of basic metamorphic rocks, J. Fac. Sci., Tokyo Univ., **12**, 85, 1959.
Smith J. V., Yoder H. S., Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs, MM, **31**, 209, 1956.
Smulikowski K., The problem of glauconite, Archivum Mineralogiczne, Warszawa, **18**, 1, 1954.
Steiner A., Wairakite, the calcium, analogue of analcime, a new zeolite mineral, MM, **30**, 691, 1955.
Stoiber R. E., Tolman C., Butler R. D., Geology of quartz crystal deposits, AM, **30**, 245, 1945.
Stourdze V. Y., Tubular morphology of some Brazilian kaolins, AM, **41**, 67, 1956.
Stringham Br., Crystallographic control of replacement of quartz by feldspar, AM, **38**, 834, 1953.
Strunz H., Tennyson Ch., Polymorphie in der Gruppe der Blätterzeolithe, NJ Min., **89**, 1, 1956.
Tunn V., Untersuchungen über die Verwitterung des Tremolit, Chem. d. Erde, **12**, 275, 1939—1940.
Turner F. J., Observations on twinning of plagioclase in metamorphic rocks, AM, **36**, 581, 1951.
Venkatesh V., Twinning in cordierite, AM, **30**, 636, 1945.
Walker G. F., The decomposition of biotite in the soil, MM, **28**, 693, 1949.
Walker P. L., The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland, MM, **36**, 773, 1951.
Whittaker E. J. W., Zussman J., The characterisation of serpentine minerals by X-ray diffraction, MM, **31**, 107, 1956.
Бадалов С. Т., О ванадиевых разновидностях турмалина и граната, Зап. Всес. мин. о-ва, **80**, 212, 1951.
Барабанов В. Ф., К вопросу о генезисе Слюдянского флогопитового месторождения, Зап. Всес. мин. о-ва, **83**, 123, 1954.

Барсанов Г. П., О изоморфном ряде аксинита и новом минеральном виде — севергините, Тр. Мин. музея АН СССР, 3, 10, 1951.
Барсуков В. Л., О изоморфизме бора в силикатах, Геохимия, 7, 660, 1958.
Белов Н. В., Кристаллохимия силикатов с крупными катионами, АН СССР, 1961.
Берхин С. И., Сердюченко Д. П., О зависимости рентгенографии хлоритов от их химического состава, происхождения и степени перекристаллизации, Мин. сборн., Львов, 7, 213, 1953.
Веденеева Н. Е., О природе окраски аметиста, Тр. Лаб. крист. АН СССР, 2, 107, 1940.
Веденеева Н. Е., О природной и искусственной окраске дымчатого кварца, Тр. Лаб. крист. АН СССР, 2, 87, 1940.
Гинзбург А. И., Петалит в пегматитах Калбинского хребта и процессы его изменения, Тр. Мин. музея АН СССР, 1, 60, 1949.
Гинзбург А. И., Берхин С. И., О составе и химической конституции литиевых слюд, Тр. Мин. музея АН СССР, 5, 90, 1953.
Гинзбург А. И., Гущина Н. С., Петалит из пегматитов Восточного Забайкалья, Тр. Мин. музея АН СССР, 6, 71, 1954.
Горбунова Л. И., Глауконит из юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы, Тр. Ин-та геол. наук, 40, (114), 65, 1950.
Дьяченко М. Г., Катунцева А. Я., Случаи образования глауконита в континентальных условиях, Зап. Всес. мин. о-ва, 85, 49, 1956.
Евзикова Н. З., О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца, Зап. Всес. мин. о-ва, 84, 321, 1955.
Елисеев Э. Н., Окраска амазонита, Зап. Всес. мин. о-ва, 78, 26, 1949.
Заварицкий А. Н., О высокотемпературных плагиоклазах, Зап. Всес. мин. о-ва, 80, 161, 1951.
Звягин Б. Б., Электронографическое изучение гидрослюд, Кристаллография, 1 (2), 214, 1956.
Кузнецов В. И., К вопросу о месте сподумена в процессе формирования гранитных пегматитов, Мин. сборн., Львов, 7, 35, 1953.
Лазаренко Е. К., О номенклатуре и классификации глауконита, Вопросы минералогии осадочных образований, 3—4, 346, 1956.
Лазаренко Е. К., О стильпномелане, Мин. сборн., Львов, 8, 119, 1954.
Леммлейн Г. Г., О закономерных срастаниях порфировых кварцев на грани $(10\bar{1}1)$, Тр. Лаб. крист. АН СССР, 2, 123, 1940.
Меланхолин Н. М., Об окраске роговой обманки, Зап. Всес. мин. о-ва, 85, 218, 1956.
Меланхолин Н. М., Об окраске магнезиально-железистых слюд, Тр. Лаб. крист. АН СССР, 2, 61, 1940.
Руденко С. А., Морфолого-генетическая классификация пертитовых срастаний, Зап. Всес. мин. о-ва, 83, 23, 1954.
Сердюченко Д. П., О некоторых вопросах минералогии силикатов, Изв. АН СССР. сер. геол., 3, 135, 1953.
Сердюченко Д. П., О классификации монтмориллонитовых минералов, Мин. сборн., Львов, 10, 132, 1956.
Сердюченко Д. П., О химической конституции сапонитов и хлорофеитов, Зап. Всес. мин. о-ва, 76, 177, 1947.
Сердюченко Д. П., О некоторых магнезиально-железистых слюдах, Зап. Всес. мин. о-ва, 80, 175, 1951.
Сливко М. М., Изучение турмалинов из некоторых месторождений СССР, Львов, 1955.
Смирнова Р. Ф., Румянова И. М., Белов Н. В. Кристаллическая структура куспидина, Зап. Всес. мин. о-ва, 84, 159, 1955.
Соболев В. С., Введение в минералогию силикатов, Львов, 1949.
Фесенко Е. Г., Румянова И. М., Белов Н. В., Кристаллическая структура цоизита, Кристаллография, АН СССР, 1 (2), 171, 1956.

7. Бораты

Takeuchi Y., Infrared absorption and structures of borate polyatomic ions, Min. J. Tokyo Univ., 2 (4), 245, 1958.
Tennyson Ch., Eine Systematik der Borate auf kristallchemischer Grundlage, Fortschr. Min., 41, 64, 1963.
Tilley C. E., A study of boron-fluoride metasomatism in dolomites, MM, 29, 621, 1951.
Головастиков Н. И., Белова Е. Н., Белов Н. В., Кристаллическая структура еремеевита, Зап. Всес. мин. о-ва, 84, 405, 1955.
Поваренных А. С., О кристаллохимической классификации боратов, Тр. Мин. музея АН СССР, 7, 104, 1955.
Сумин Н. Г., Материалы к геохимии боратов, Тр. Мин. музея АН СССР, 6, 152, 1954.

8. Фосфаты и др.

Bignand Cl., Sur les propriétés et les synthêses de quelques minéraux uranifères, Bull. fr. Min., 78, 1, 1955.
Bignand Cl., Goni J., Guillemin G., La phosphuranylite, ses relations avec la dewindtite et la renardite, Bull. fr. Min., 77, 1299, 1954.
Guillemein G., Contribution à la minéralogie des arseniates, phosphates et vanadates, de cuivre, Bull. fr. Min., 79, 7, 219, 1956.
Hurlbut C. S., Childrenite-eosphorite series, AM, 35, 793, 1950.
Kalb G., Koch L., Die Kristalltracht des Apatit und Beryl in minerogenetischer Betrachtung, Cbl. Min. Abt. A, 267, 1929.
Kleber W., Winkhaus B., Homöo- und Isotypiebeziehungen der Phosphatklasse, Fortschr. Miner., 29, 175, 1951.
Larsen E. S., The mineralogy and paragenesis of the variscite nodules from near Fairfield, Utah, AM, 27, 281, 350, 1942.
McConnel D., The problem of the carbonate apatites, Bull. fr. Min., 75, 428, 1952.
Mitchell L., The mineralogy and genesis of hydroxylapatite, AM, 28, 356, 1943.
Гинзбург А. И., Трифилин в пегматитах Калбинского хребта и процессы его изменения, Тр. Мин. музея АН СССР, 3, 37, 1951.
Гинзбург А. И., О процессах окисления фосфатов железа в гранитных пегматитах, Тр. Мин. музея АН СССР, 6, 49, 1954.
Казаков А. В., Фторапатитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, 1950.

9. Сульфаты

Von Engelhardt W., Die Geochemie des Bariums, Chem. d. Erde, 10, 187, 1936.
Смольянинова Н. Н., Морфология кристаллов кридита из некоторых месторождений Центрального Казахстана, Тр. Мин. музея АН СССР, 17, 134, 1966.
Соболев В. С., Фишкин М. Ю., Метасоматическая зональность и образование алунита, Мин. сборн., Львов, 7, 57, 1953.
Франк-Каменецкий В. А., О последовательности природной кристаллизации барита, Зап. Всес. мин. о-ва, 78, 182, 1949.

10. Карбонаты

Donnay G., Donnay J. D. H., The crystallography of bastnaesite, parisite, roentgenite, and synchisite, AM, 38, 932, 1953.
Faust G. T., Dedolomitization and its relation to a possible derivation of a magnesium-rich hydrothermal solution, AM, 34, 789, 1949.
Frondel Cl., Mineralogy of the oxides and carbonates of bismuth, AM, 38, 521, 1943.
Garrels R. M., Richter D. H., Is carbon dioxide an ore-forming fluid under challow-earth conditions? Ec. Geol., 50, 447, 1955.
Goldsmith J. R., Some aspects of the geochemistry of carbonates, Researches in Geochemistry, New York, 336, 1959.
Kulp J. L., Kent P., Kerr P. F., Thermal study of the Ca, Mg, Fe carbonate minerals, AM, 36, 643, 1951.
Milton Ch., Eugster H. P., Minerals assemblages of the Green River Formation, Researches in Geochemistry, New York, 118, 1959.
Барсанов Г. П., Шевелева В. А., Материалы по изучению люминесценции минералов, II. Карбонаты, Тр. Мин. музея АН СССР, 5, 56, 1953.
Татарский В. Б., Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита, Ленинград, 1955.

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Абернатит 469, 470
Авантюрин 382
Аваруит 102, 103
Авгит 334, 335, 337—340
Авелионит 450, 451
Авиценнит 234
Авогадрит 190, 193, 196
Агальматолит (пагодит) 357
Агат 72, 384
Агвиларит 163, 164
Адамин 440, 460—462
Аделит 459
Адуляр 71, 106, 116, 395—397
Азурит 77, 97, 505, 532, 534
Айкинит 172, 178
Айналит 248
Айовант 223
Акаганеит 230
Акантит 163—165
Аквамарин 281
Акмит 340, 341
Акрохордит 451
Аксаит 430, 431
Аксинит 277, 324—326, 422, 427, 477
Актинолит 53, 83, 97, 313, 342—345
Алабандин 109, 123, 151, 153
β-Алабандин 153
Аламозит 329, 330
Алданит 263
Алебастр 497
Александрит 215
Аллактит 449
Алланит (ортит) 310, 311, 313, 314, 530
Аллевардит 370
Аллеганит 277, 307, 308
Аллемонтит 107, 108
Аллопалладий 100
Аллюодит 450, 451
Алмаз 23, 28, 29, 42, 44, 52, 76, 99, 100, 103, 107, 110, 112—115, 150, 156, 266, 389
Алтаит 121, 160, 161
Алуминит 483, 484
Алунит 72, 481, 483—485, 492
Алуноген 483, 484
Алургит 361, 362
Альбит 62, 63, 67, 68, 70, 82—84, 86, 253, 313, 324, 390, 392—398, 400, 403, 415
Альванит 443
Альгодонит 123
Альмандин 53, 317—319
Альстонит 528
Альфельдит 508
Алюмогидрокальцит 516
Алюмоферроашарит 427
Амазонит 395, 396
Амакинит 230
Амальгама золота 107
Амариллит 491
Амбер (сукцинит) 540
Амблигонит 67, 68, 189, 400, 440, 444, 445
Амегинит 433
Амезит 373
Аметист 382
Аминовит 285
Аммониевая селитра 538
Аммониоборит 433
Аммониоярозит 489, 491, 492
Амфибол 63, 64, 299, 311, 340
Анальбит 397
Анальзит, синоним анальцима 415
Анальцим 68, 278, 406, 410, 414, 415, 429
Анандит 364
Анапаит 458
Анатаз 70, 211, 241, 243, 244, 246—248
Ангаралит 310
Ангелеллит 449
Ангидрит 57, 112, 423, 480, 482, 483, 495—497, 499
Англезит 263, 464, 479, 482, 483, 506, 507, 536
Англезо-барит (хокутолит) 500
Андалузит 73, 82, 83, 85, 214, 273, 277, 285—290
Андезин 392—394
Андерсонит 536, 537
Андорит 173, 182
Андрадит 74, 317, 318
Андрюсит 451
Анкерит 69, 521, 528, 529
Анкилит 530
Анколеит 469
Аннабергит 460, 461
Аннивит 174
Аноксит 375, 376
Анортит 62, 63, 82, 84, 85, 390, 392—395, 398
Анортоклаз 396—398
Антарктицит 200
Антигорит 277, 356, 372, 373, 375
Антигорит-хризотил 372—374
Антимонит 35, 37, 53, 70, 104, 108, 109, 123, 163, 169—171, 178, 188, 267, 476
Антипертит 395
Антлерит 502—504
Антозонит 194
Антоинит 474
Антониит 205
Антофиллит 32, 342, 343, 345, 354
Апатит 42, 67, 86, 87, 189, 436, 439, 440, 452—456, 463, 464, 525

Mn-апатит 67
Апджонит 484
Апловит 488
Апофиллит 32, 35, 277, 355, 380—382, 420
Арагонит 22, 23, 38, 39, 43, 50, 74, 500, 516, 520—523, 525—528, 535, 538
Арамайоит 179, 180
Арамантит 490
Арандизит 277
Аргентит 105, 106, 119, 123, 145, 158, 160, 163—165, 180, 181
Аргентомелан 238, 241
Аргентопирит 164
Аргентоярозит 506
Аргиродит 123, 182, 271
Ардеалит 452
Арденнит 272, 310
Арит 128
Арканзит 248
Арканит 493
Армангит 447
Арменит 406, 421
Арроядит 450, 451
Арсенат-беловит 458
Арсенносидерит 459
Арсеноклазит 449
Арсеноламприт 108
Арсенолит 109, 266, 267
Арсенопалладинит 123
Арсенопирит 104, 122, 123, 135, 138—142, 144, 168, 265, 442, 448, 476
Арсенополибазит 179
Арсенсульванит 174
Арсенуранилит 469, 470
Артинит 517
Артурит 466
Арфведсонит 345—348
Асбест 343, 344, 374
Асболан 239
Астраханит, синоним блёдита 487, 488, 494
Астрофиллит 277, 304, 305
Атакамит 193, 202, 205, 206, 504
Ателестит 464, 465
Атласный шпат 497, 523
Аттапульгит, синоним палыгорскита 353
Аугелит 441, 442
Аурипигмент 109, 121, 169—171, 187
Аурихальцит 532
Ауростибит 124
Аустинит 440, 465, 466
Афвиллит 306, 307
Афросидерит 367
Афтиталит 493, 494
Ахоит 328
Ахроит 321
Ашавалит 127
Ашарит 422, 427, 428
Ашкрофтин 308, 406

Бабефит 444
Бабингтонит 349, 351
Бавалит 367
Бавенит 285, 286
Багратионит 313
Бадделеит 243
Базальтическая роговая обманка 345
Базалюминит 483
Байлдонит 465, 466
Бакерит 324
Банальсит 399
Бандилит 423, 424, 434, 435
Баннистерит 352
Баотит 271, 302, 303, 308
Барарит 196
Барбертонит 516
Барбосалит 451
Барбьерит 395
Бариллит 21, 285
Барисилит 277, 329, 332
Барит 36, 70, 75, 80, 97, 104, 238, 482, 483, 495, 497, 499—501, 506, 528
Баритоанглезит 506
Баритокальцит 29, 516, 528, 529
Баритоцелестин 499, 500
Баркевикит 345—348
Баррандит 442
Баррингтонит 517
Барсановит 300
Бассанит 495
Бассетит 469
Бастит 336, 337
Бастнезит 514, 516, 530, 531
Батавит 370
Батисит 302, 303
Баумгауерит 183
Бафертисит 302, 303
Баццит 281
Беарсит 444
Беегерит 183, 186, 187
Бейделлит 370—372
Бейерит 218, 537
Бейлиит 536, 538
Беккелит 308
Беккерелит 212, 263, 264
Белая свинцовая руда, синоним церуссита 535
Беллинджерит 539
Беловит 452, 454
Бементит 307, 308
Бенитоит 271, 300, 501
Бераунит 451
Берборит 426, 427
Бербэнкит 530
Бергенит 469
Берилл 51, 52, 65, 86, 213, 216, 253, 271, 273, 277, 280—283, 342, 396, 400
Бериллонит 440, 444
Берлинит 437, 441, 447
Берманит 451
Берндтит 144
Берриит 178
Бертоссаит 457
Бертрандит 278, 281
Бертьерин 373
Бертьерит 187, 188
Берцелианит 157, 158
Берцелиит 437, 440, 459
Mn-берцелиит 459
Бетафит 256, 257
Бетехтинит 154, 155
Бетпакдалит 476
Беусит 449
Бефанамит 309
Бехиерит 427
Бёггильдит 457
Бёдантит 440, 467, 468
Бёмит 77, 218, 221, 222, 233, 234
Бёргерит 151
Бианкит 501

Биберит 488, 489
Биверит 506, 507
Бикитаит 334, 341
Биксбиит 212, 234
Билинит 484, 491
Бильетит 265, 266
Биндгеймит 212, 266, 267
Биннит 174
Биотит 63, 64, 76, 82, 116, 226, 242, 244, 285, 289, 294, 358—362, 365, 369, 371
Бирингучит (гоэферит) 433
Бирнессит 238, 241
Бирюза 440, 466, 467
Бисмит 266
Бисмоклит 191, 207
Бисмутит 516, 537
Бисмутотанталит 258
Бисмутоферрит 277, 331, 332
Бистрёмит 212, 266, 267
Битиит 364
Битовнит 392—394
Бишофит 198, 199, 202, 203
Блейкеит 508, 509
Блёдит 203, 487, 488
Бликсит 207
Блитит 317
Блюмстрандит 256
Бобковит 388
Бобьерит 443, 444
Болдыревит 196
Болеит 192, 193, 205, 206
Болтвудит 330, 331
Бомболлалит 157
Бонаттит 43, 502
Бончевит 183, 186, 187
Борацит 424, 425, 428—430
α-Борацит 429
β-Борацит 429
Борикит 459
Боркарит 435
Борнит 21, 50, 77, 120, 151, 154—157, 174
Борнхардтит 132, 133
Борт 114
Босфорит 447, 448
Боталлакит 205
Ботриоген 491
Бравоит 133, 134, 153
Брадлейит 518
Бразилианит 444, 445
Бракебушит 465, 466
Браммалит 364
Брандизит 365
Брандит 458
Браннерит 257
Браунит 208, 212, 236—238
Браунмиллерит 216
Бредигит 306
Брейнерит 517, 518
Брейтгауптит 127, 129
Брёггерит 264
Брианит 459
Бриартит 154
Бритолит 452
Броккит 452
Бромаргирит 42, 205
Бромеллит 20, 213, 215
Бронзит 335—338
Брошантит 483, 502—504
Брукит 70, 211, 241, 243, 244, 248, 249, 252, 267, 380
Брункит 150, 151
Брунсвигит 366, 367
Mn-брунсвигит 367
Бруньятеллит 516
Брусит 47, 212, 214, 221, 223, 224, 234, 518
Брушит 440, 452
Брэггит 124, 125
Брюстерит 406—408, 411
Букландит 314
Буланжерит 120, 184, 185
Бултфонтейнит 306
Бунзенит 230
Бура 425, 433, 434, 494
Буркеит 483, 494
Бурнонит 123, 178, 179
Бурсаит 186, 187
Буссенготит 487, 488
Бустамит 349, 351
Бутит 43, 502
Бутлерит 483, 490
Буттгенбахит 538, 539
Быковскиит 449
Бючлиит 519

Вавелит 440—442, 447
Вагнерит 440, 443, 444
Вадеит 300
Вайландит 467, 468
Вайракит 406, 410, 414, 415
Валентинит 266, 267
Валлериит 154, 155
Валлизит 187
Вальпургит 469
Ванадинит 439, 462—464, 479, 511
Ваналит 450, 451
Ванденбрандеит 210, 266
Вандендрисшеит 265, 266
Ваноксит 242
Вантгоффит 487
Варвикит 422, 424, 427, 428
Вардит 450, 451
Варисцит 438, 440, 441, 443, 457
Варламовит (суксит, гидрокасситерит) 243
Варулит 450, 451
Васэсит 133—135
Веберит 196, 197
Вегшайдерит 518
Везиньеит 465, 466
Везувиан 85, 213, 297, 319, 477
Везувианит, синоним везувиана 277, 319, 320, 402
Вейбуллит 182
Вейншенкит (чёрчит) 455
Вейриненит 444
Вейссит 157, 159
Велинит 474
Венаит 172
Верделит 321
Верлит 168
Вермикулит 277, 361, 370—372
Ni-вермикулит 370
Вернадит 239
Вернерит 402
Верпланскит 380
Вестгренит 256

Весцелиит 460
Вёлерит 277, 305, 307
Вёлсендорфит 265, 266
Виартит 536, 537
Вивианит 440, 447, 448, 460
Визеит 457
Визерит 427
Виинит 184, 185
Викманит 236
Вилкманит 133
Вилламанинит 133
Виллемит 275, 326—328, 332
Виллиамит 133, 138
Виллиомит 191—193
Вилуит 320
Вилькеит 452
Виноградовит 304, 305
Винчит 344
Виоларит 128, 132, 133
Виридин 288
Висмут 51, 99, 100, 105, 107—109, 117, 144, 146, 160, 169, 173, 182, 186
Висмутин 108, 168—170, 172, 186, 476, 537
Витерит 501, 515, 520, 522, 528, 535
Витлокит 452
Виттит 182, 186
Виттихенит 176
Витчит 431, 432
Вишневит 403
Власовит 302, 303
Воданит 359
Вокелинит 510, 511
Воксит 440, 445—447
Волконскоит 370
Волластонит 82, 85, 277, 307, 319, 320, 332, 334, 337, 349—352, 477
Вольтаит 490, 491
Вольтцит 151
Вольфахит 139
Вольфеит 449
Вольфрамит 108, 145, 146, 168, 251, 474—477
Волынскит 163, 164
Вонсенит 427, 428
Воробьевит 281
Врбаит 187, 188
Вреденбургит 236
Вудраффит 236
Вудфордит 484, 485
Вудхаузеит 458
Вулканит 157, 159
Вульфенит 464, 474, 478, 479, 511
Высоцкит 124, 125
Вюртцит 114, 149, 151—153, 155, 173, 176, 191, 213, 261, 271
Вюртцит 2H 152
Вюртцит 4H 152
Вюстит 212, 230

Габриельсонит 465, 466
Гагаринит 193
Гагендорфит 450
Гадолинит 67, 285
Гайдингерит 452
Гакманит 50, 68, 404, 405
Галаксит 216, 217
Галеит 494
Галенит 44, 69, 104, 108, 109, 119—123, 135, 145, 148—151, 153, 156, 160—162, 165, 170, 172, 173, 179, 180, 182, 184, 186, 187, 226, 262, 263, 507, 536
Галенобисмутит 123, 172, 183, 186
Галит 18, 20, 40, 44, 46, 49, 51, 71, 80, 112, 191—193, 199—203, 223, 434, 494, 497, 538
Галлимондит 468, 469
Галлит 153, 155, 156, 214, 218
Галлуазит 222, 371—373, 378
«Галмей» 327
Галотрихит 483, 484
Галургит 430, 431
Гамагарит 465, 466
Гамбергит 422, 425, 426
Ганит 216, 217
Ганнокит 311
Ганомалит 329
Гардистонит 326
Гармотом 278, 406, 409, 410, 421
Гарниерит 373
Гаррелсит 324
Гарронит 420
Гартит 540
Гаспеит 517
Гастигит 309
Гастингсит 342, 345
Mg-гастингсит 345
Гатчеттолит 256, 257
Гатчит 187, 188
Гауерит 123, 153
Гаусманит 208, 212, 236—238, 523
Гаухекорнит 126, 127
Гаюин 404, 405
Геарксутит 193, 198
Геверсит 124
Геденбергит 317, 334, 335, 337—340
Гедифан 463
Гейерит 506
Гейзерит 388
Гейкилит 211, 253, 254
Гейландит 405—407, 409—412
Гейлюссит 518—520
Гексагидрит 482, 486
Гекторит 370
Геленит 309
Гелиотроп (кровавик) 384
Гелиофиллит 462
Гелландит 308
Гельвин 213, 278, 404, 405, 482
Гематит 14, 37, 43, 49, 52, 70, 74, 106, 203, 208—210, 218, 222, 227, 229—233, 237, 238, 244, 253, 261, 347, 382
Гематолит 458
Гематофанит 262, 263
Гемафибрит 449
Гемиморфит 271, 277, 326—328, 464
Гендерсонит 457
Гентгельвин 404, 405
Геокронит 172, 183
Гердерит 437, 444
Германит 173, 174, 176, 218, 271
Герререрит 532
Герсдорфит 133, 138
Герсдорфит сурьмяный 133
Герстлиит 169
Герхардтит 538, 539
Герценбергит 144, 145
Герцинит 216, 217

Гершелит 412
Гессонит 317
Гетардит 184, 185
Гетерогенит (стеннерит) 230
Гетерозит 440, 449
Гетеролит 236, 237
Гессит 163, 164, 166
Гетероморфит 183—185
Гетчеллит 169, 170
Гёгбомит 216
Гёргейит (михеевит) 495
Гётит 77, 220, 222, 230, 232—234
Гётценит 304, 305
Гиалит 388
Гиалотекит 329, 330
Гиалофан 398, 399
Гиацинт 298
Гиббсит 43, 77, 211, 218, 220—223
Гибонит 216
Гибшит 317, 319
Гидальгоит 467, 468
Гидденит 341, 342
Гидраргиллит, синоним гиббсита 68, 222
Гидробиотит 361, 363, 364, 371
Гидроборацит 425, 430, 431
Гидрогалит 200
Гидрогаусманит 237
Гидрогематит 230
Гидрогетеролит 236
Гидрогётит 230
Гидрогроссуляр 317
Гидрокалюмит 216
Гидроксилапатит 439, 452, 454
Гидрокуприт (черепичная руда) 261
Гидролепидокрокит 230
Гидромагнезит 224, 517
Гидромусковит 363, 364
Гидроотунит 469
Гидропарагонит (браммалит) 363
Гидросервантит 267
Гидрослюда 363, 375
Гидроталькит 516, 517
Гидротунгстит 474
Гидрофан 388
Гидроцеруссит 535
Гидроцианит, синоним халькоцианита 43, 502
Гидроцинкит 531, 532
Гиератит 190, 193, 196
Гизингерит 376
Гилгардит 425, 434
Гиллебрандит 306
Гиллеминит 508
Гиллеспит 380
Гильдит 504
Гинзбургит 378
Гинсдалит 464, 467, 468
Гиперстен 85, 334—336
Гипс 42, 50, 55, 57, 80, 112, 153, 163, 200, 480, 494, 495, 497—500, 504, 528, 538
Гиролит 379
Гиссенит 186, 187
Гитерманит 183
Главколит 403
Гладит 178
Глазерит 493
Гласерит 203
Глауберит 493—495
Глаукодот 140, 142
Глаукокеринит 501
Глауконит 200, 270, 276, 363, 364
Глаукофан 341, 342, 345, 347, 348
Глаукохроит 294
Глинозем 364, 373, 405
Гмелинит 406, 410, 412—414
Говерит 431, 432
Годефруаит 435
Голарит 483
Голденит 449
Голдманит (ванадиевый гранат) 317
Голландит 238—241, 244
Гольдихит 491
Гомилит 324
Гоннардит 416, 418
Гоньерит 367
Гопеит 459—461
Гордонит 445, 446
Горный хрусталь 382
Горсейксит 458
Горсфордит 123
Гортонолит 295
Госларит 501, 502
Гояцит 440, 458, 467
Гранат 42, 82, 84, 146, 196, 207, 216, 271, 276, 277, 291, 294, 317, 339, 350, 415, 437, 447, 477
Mn-гранат 351
Грандидьерит 324
Грантсит 457
Графит 23, 100, 107, 112—116, 145, 513
Графитит 115
Графтонит 449
Грейгит, синоним мельниковита 132, 133, 137
Грейтонит 183, 184
Гренгесит 367
Гриналит 373
Гринокит 147, 149, 152, 153
Грифит 459
Гроитит 75
Гроссуляр 85, 213, 317, 318, 320
Гроувесит 373
Гроутит 234
Грохауит 367
Грэбеит 540
Грюнерит 342—345
Грюнлингит 168
Гуанахуатит 169, 170
Гудмундит 139, 142
Гумбольдтин 540
Гумит 277, 297, 298, 308
Гуммит 263
Гумучионит 151
Гунгаррит 186, 187
Гуннингит 501, 502
Гутчинсонит 187, 188
Гюбнерит 474—476
Гюмулит 450, 451
Гюролит 449, 450

Даверит 530
Давидит (урансодержащий ильменит) 253
Дависонит 457
Давсонит 516
Дадсонит 184
Дакиардит 406—408
Далит, синоним коллофана 454
Дамурит 361

Данаит 140
Даналит 404, 405
Данбурит 68, 277, 324—325, 422, 427
Дандасит 535
Данзит 487
Даннеморит 344
Дарапскит 538, 539
Датолит 324, 326, 422, 427, 437
Дафнит 367, 368
Девиллин 505
Девиндтит 468, 469
Деклуазит 440, 465, 466
Делафоссит 260, 261
Делессит 366, 367
Деллаит 306
Делоренцит 257
Дельвоксит 448
Дельриоит 456, 457
Дельтаит 458
Дельхайелит 310, 311
Демесмекерит 508
Деннингит 508, 509
Дербилит 267
Дернит 452
Десмин 37, 406, 408—411, 419—421
Джаддит 344
Джайнурит 127
Джалиндит 218, 230
Джалмаит 256
Джемсонит 120, 173, 184, 185
Дженнит 306
Джеромит 171
Джефферсонит 337
Джинорит 431
Джорджиадезит 462, 463
Джосмитит 329, 330
Джулукулит 139
Джурлеит 158
Диабантит 367, 368
Диаболеит 192, 205, 206
Диадохит 450
Диаллаг 338
Диаспор 43, 211, 218, 220, 221, 233, 242, 365
Диафорит 173, 182
Дигенит 157, 158
Дизаналит 254
Диккинсонит 450
Диккит 375, 376
Диксенит 331
Диллнит 286
Диморфит 169
Динерит 123
Диопсид 82, 85, 295, 297, 319, 320, 334, 335, 337—340, 343—345, 360, 403, 428, 477
Диоптаз 277, 328, 329
Дипир 402
Дирит 310, 311
Дискразит 105, 124
Дистен (кианит) 97, 291
Дитрихит 501
Дитцеит 539
Дихроит, синоним кордиерита 282
Добреелит 132, 133
Добреит 207
Долерофанит 502
Доломит 104, 354, 356, 375, 513, 514, 518, 521, 525, 528—530
Долоресит 242
Домейкит 124
α-Домейкит 124
β-Домейкит 124
Донбассит 375, 376, 378
Дравит 321—323
Дугласит 204
Дурангит 444, 445
Дуттонит 242
Дэвин 403
Дэлиит 300
Дюмонтит 440, 468, 469
Дюмортьерит 286—288, 422
Дюссертит 459
Дюфренит 451
Дюфренуазит 183, 184
Дюфтит 465, 466

Европий 195
Ежекит (моринит) 457
Еремеевит 422, 426

Жадеит 83, 84, 334, 340, 341
Жаргон 298
Жедрит 342, 343
Железо 97—100, 102, 106, 114, 117—119, 121, 125—127, 130, 131, 134, 136, 139, 140, 142, 143, 145, 147—150, 155, 159, 162, 183
«Железные цветы» (арагонит) 526
Жемчужниковит 540
Жировик, синоним талька 43
Жисмондин 405, 406, 410, 415, 420
Жозеит А 168
Жозеит В 168
Журавскит 494
Жюльенит 540

Заварицкит 207
Заратит 531, 532
Звягинцевит 100
Зелигманнит 178, 179
Зеллерит 536, 537
Зёнгеит 218
Зигенит 132, 133
Змеевик 82
Золото 13, 42, 49, 51, 76, 98, 100, 103—106, 109, 121, 136, 142, 153, 162, 163
Золото висмутистое 103
Золото медистое 103
Зуниит 286, 288
Зуссманит 310, 311

Идаит 154
Идократ, синоним везувиана 297, 313, 317, 319, 350
Идриалит 540
Иетманит 331, 332
Изумруд 281
Икунолит 169
Илезит 488
Иллит 270, 277, 363, 364, 372, 378
Ильваит 310, 311, 317, 339
Ильземаннит 474

Ильменит 209, 210, 212, 224, 231, 242, 244, 253, 254, 302
Ильсеманнит 145, 147
Имгреит 127
Имеринит 347
Индерборит 430, 431
Индерит 425, 430, 431
Индиалит 283, 284
Индиголит 321
Индий 103, 147
Индит 132, 133, 230
Инезит 333, 349
Иньоит 431, 432
Иоганнит 508
Иодаргирит 42, 205
Иодирит 192, 206
Иолит, синоним кордиерита 282
Ионансенит 334, 337—339
Иорданит 183
Иордизит 147
Иоцит (вюстит) 230
Иранит 510, 411
Ирарсит 124
Иригинит 478
Иридий 100, 101
Иридосмин 100, 101
Иринит 254
«Исландский шпат» 526
Исокит 459
Итоит 506
Иттербий 195
Иттриалит 309
Иттрокразит 258
Иттротанталит 258, 259
Иттротитанит 301
Иттрофлюорит 194, 195
Иттроцерит 194

Йодерит 286—288
Йокинит 302
Йохансенит 351
Йохачидолит 427

Кадваладерит 199
Кадмоселит 149, 152
Казолит 330, 331
Каинит 203, 487, 488
Кайнозит 308
Какоксенит 448, 449
Калаверит 165
Каламин, синоним гемиморфита 327
Каледонит 506
Калерит 469
Калиборит 433
Калиевая селитра 538, 539
Калинит 485
Калиофилит 399, 400
Калистронтит 495
Калицинит 518, 519
Калкинсит 530
Каллаганит 532, 533
Каллилит (висмутовый ульманнит) 133
Каломель 191—193, 206, 207
Кальдерит 317
Кальклацит 540
Кальсилит 399, 400
Кальциборит 431, 432
Кальциотальк 356
Кальциоферрит 459
Кальциофольбортит, синоним тангеита 466
Кальциоцелестин 499
Кальциртит 243
Кальцит 11, 19, 22, 40, 42, 43, 47, 51, 57, 71, 74, 80, 104, 106, 112, 116, 127, 153, 170, 222, 233, 297, 316, 326, 340, 347, 350, 380, 392, 410, 514—517, 519—526, 528—530, 532, 538
Кальюметит 205
Камасит 102
Кампилит 463
Канадский бальзам 394
Канасит 310, 311
Канкринит 278, 403, 404
Канфильдит 182
Каолинит 74, 77, 222, 270, 276, 277, 357, 361, 362, 364, 371, 372, 375—378
Капнит 532
Каппеленит 321, 501
Караколит 506
Карбонадо 114
Карбонат-апатит 439, 452, 454
Карборунд 116
Карбоцернаит 530
Карденит (ферривермикулит) 370
Карелианит 242
Кариинит 465, 466
Кариоцерит 321
Карминит 465, 466
Карналлит 193, 199, 202—204
Карнасуртит 301
α-Карнегиит 399, 400
β-Карнегиит 399
Карнеол 384
Карнотит 226, 440, 472, 473
Кароббиит 193
Карпатит 540
Каршинскиит 403, 404
Карролит 132, 133
Карфолит 310
Карфосидерит 482
Каспарит 484
Кассидинит 458
Кассит 254
Касситерит 76, 86, 108, 145, 146, 168, 195, 197, 243, 248, 250, 251, 253, 265, 293, 363, 476
Кастаингрит 144
Катаплеит 277, 300
Катафорит 345—347
Катоит 425
Катоптрит 331, 332
Катофорит 348
Каттьерит 133, 135
Кафетит 254
Кахнит 435
Кахолонг 388
Кварц 9, 22, 23, 38, 42, 48, 52, 63, 65, 68—71, 74—77, 79, 83—87, 97, 104, 133, 145, 146, 153, 170, 189, 195—197, 208, 244, 246, 251, 269, 270, 272, 274, 276—278, 285, 287, 289, 291, 294, 313, 323, 332, 347, 350, 363, 369, 382, 384—387, 389, 394, 396, 415, 423, 437, 441, 494, 512, 524
Кварц дымчатый 382
Кварц молочный 382
α-Кварц 383
β-Кварц 383

Кварцин 385
Квасцы 483, 485, 489
Квасцы аммониевые (чермигит) 485
Квасцы калиевые 485
Квасцы натриевые 485
Квенселит 238, 240, 241
Квенштедтит 489, 490
Кейльгауит 301
Кейргорм (шотландский топаз), 382
Келдышит 300
Кеммererит 367, 368
Кемпит 193, 199
Кеннедиит 253
Кентролит 329, 330
Кеньяит 352
Кермезит 169, 170
Кернит 425, 433, 434
Керолит 373, 375
Керстенит 508
Керсутит 345, 347
α-Керчинит 447, 448
β-Керчинит 447, 448
Кеттнерит 537
Кёненит 199
Кёстерит 154
Кёттигит 460
Кёхлинит 478
Кианит 36, 42, 55, 82, 276, 277, 286, 287, 290, 291, 293, 294, 319, 362, 447
Кивуит 468, 469
Кизерит 203, 482, 483, 486
Кимцеит 317
Кингит 441, 442
Киноварь 107, 121, 123, 147, 163, 166—168, 170, 171, 188, 207, 476
Кирилловит 450, 451
Кировит 489, 490
Кирштейнит 294, 295
Китит 382, 383, 389
Киткаит 127
Кладноит 540
Кларкеит 266
Клаудетит 266, 267
Клаусталит 121, 160, 161
Клевеит 264
Клевеландит 393
Клейнит 207
Клейофан 149, 151
Клементит 367
Клинобаррандит 442
Клиногиперстен 334
Клиногумит 297, 298
Клиноклаз 462
Клиноптилолит 410, 411
Клиноунгемахит 491
Клиноферросилит 334, 335
Клинохлор 366—369
Cr-клинохлор 367
Клинохлорит 368
Клиноцоизит 310—312, 420
Клиноэдрит 326
Клиноэнстатит 334—337, 339, 340
Клинтонит 365
Клифтонит 115
Клиффордит 508, 509
Клокманнит 157, 159
Кнебелит 294, 295
Кнопит 254
Кнорringит 317
Кобальт-пентландит 127
Кобальтин 122, 123, 133, 137, 138
Кобеллит 186
Ковеллин 77, 119, 121, 123, 151, 157—160, 262
Когенит 116
Козалит 173, 183, 184, 186, 187
Кокимбит 483, 489, 490
Кокколит 338
Коконионит 469
Коктаит 495
Колеманит 423, 425, 431, 432
Коллинсит 458
Коллофан 454
Колорадоит 163, 166
Колумбит 67, 86, 197, 209, 212, 216, 251—253, 257, 258, 456
Колусит 174, 176
Комбит 352
Компреньясит 266
Конгсбергит 106
Конихальцит 465, 466
Коннеллит 502, 503
Копиапит 483, 490, 491
Корвусит 242
Кордиерит 82, 83, 85, 281, 282—285
Кордилит 530
Коржинскит 431, 432
Коринит (сурьмяный герсдорфит) 133, 138
Коркит 467, 468
Корнваллит, синоним эринита 462
Корнелит 489, 490
Корнерупин 286, 287
Корнетит 462
Корнубит 462
Коронадит 238, 241
Корунд 21, 42, 43, 45, 83, 210—212, 218—221, 230, 231, 253, 289, 447
Корундофилит 366—369, 373
Костовит 165
Котоит 427, 428
Котульскит 124, 125
Котуннит 192, 193, 206, 207
Коулингит 516
Коутекит 124
Кохарит 317
Коффинит 330, 331
Кочубеит 367
Коэсит 81, 84, 382, 383, 389
Крандаллит 458
Кратохвилит 540
Краузит 481, 491
Краускопфит 380
Креднерит 236, 237
Кремерзит 204
Креннерит 123, 163, 165, 166
Крёнкит 483, 504, 505
Крибергит 483
Кридит 198
Криолит 190, 193, 196—198
Криолитионит 196, 197
Криптогалит 196
Криптомелан 238—241, 244
Кристобалит 22, 23, 213, 337, 382, 388, 389
α-Кристобалит 383
Кристофит 149
Кричтонит 253, 254
Крокидолит 347
Крокоит 510, 511
Кронштедтит 373, 375
Кроссит 347

Крукесит 157—159
Крыжановскит 451
Ксантоконит 179, 180
Ксантоксенит 440, 459
Ксантосит 460
Ксантофиллит 364, 365
Ксенотим 67, 308, 437, 439, 455, 456
Ксилолит 352
Ксонотлит 333, 334, 349—351
Ктенасит 502
Ктипеит 526
Кубаит 196
Кубанит 148, 154, 155, 164
Кукеит 367
Куллерудит 138
Кульсонит 227
Куменгит 206
Куммингтонит 342—345
Кумрит 399
Кунцит 51, 341, 342
Куперит 124, 125
Куплетскит 304, 305
Куприт 29, 58, 77, 164, 212, 250—262, 535
Купробисмутит 176
Купрокопиапит 491
Куproплатина 101
Купросклодовскит 330, 331
Купротунгстит 478
Купфферит 343
Кургантаит 431
α-Курнакит 234
β-Курнакит 234
Курнаковит 430
Курскит, синоним коллофана 454
Куртисит 540
Курчатовит 430, 431
Куспидин 277, 306, 307
Кутнагорит 528, 529
Кюрит 212, 265, 266
Кюстелит 105

Лабрадор 392—394
Лабунцовит 302, 303
Лавендулан 466, 467
Лавренсит 193, 198
Лаврионит 191—193, 207
Лавровит 337
Лавсонит 271, 309, 349
Лайтакарит 169
Лазаревичит 174
Лазулит 445—447
Лазурит 49, 404, 405, 539
Лакруаит 457
Лампадит 239
Лампрофиллит 304
Ланаркит 481, 506
Лангбейнит 483, 487, 488
Лангит 502, 503
Ландауит 253
Лансфордит 517
Лантанит 530
Лапшарантит 483
Лардереллит 425, 433
Ларнит 277, 306, 307, 350
Ларсенит 329, 330
Латиумит 310
Лаубманнит 451
Лаузенит 490
Лаунаит 184, 185
Лаурит 120, 124, 125
Лаутарит 539
Лаутит 176
Лауэит 451
Леверрьерит 375
Левин 405, 406, 410, 412, 414
Левинит 412
Левистонит 452
Леграндит 460
Ледгиллит 535
Лейкоавгит 337
Лейкоксен 302
Лейкосфенит 302, 303, 501
Лейкофанит 277, 285, 286
Лейкофениципит 307
Лейкофосфит 444, 445
Лейтонит 505
Лейфит 403, 404
Лейхтенбергит 367
Лейцит 255, 278, 398, 400, 401, 415
β-Лейцит 401
Леконтит 493
Ленгенбахит 182
Леонгардит 419
Леонит 203, 487, 488
Лепидокрокит 211, 230, 232—234
Лепидолит 67, 86, 349, 358, 359, 362
Лепидомелан 359, 360
Лермонтовит 469, 470
Лессерит 430, 431
Лессингит 308
Летовицит 493
Лехиит 457
Лешательерит 382, 389
Лёвеит 487
Лёвигит 484, 485
Лёллингит 122, 138—140, 143, 144
Либерит 285, 286
Либетенит 440, 462, 466
Либигит 536, 537
Ливейнгит 183
Ливингстонит 163, 187, 188
Лидийский камень (пробирный камень) 384
Лиеврит, синоним ильваита 316
Ликазит 538, 539
Лиллианит 183, 186, 187
Лимаит 216
Лимонит 74, 75, 230, 233, 492, 509
Линарит 483, 504, 506, 507
Линдакерит 466
Линдгренит 478
Линдстрёмит 178
Линнеит 122, 123, 126, 132, 133, 138
Липскомбит 451
Лироконит 466
Литаргит 262, 263
Литионит, синоним лепидолита 362
Литиофилит 86, 450, 451
Литиофорит 238, 241
Литиофосфат 450, 451
Ловенит 305, 307
Ловозерит 300
Лодочникит 258
Лозеит 531
Ломбаардит 310
Ломоносовит 301
Ломонтит 405, 406, 409, 410, 415, 419, 420

Лонгбанит 331
Лонсдалеит 114
Лопарит 254, 255
Лопецит 510
Лорандит 123, 187, 188
Лореттоит 207
Лохлинит 354
Лудламит 447
Луешит 254, 255
Лузунгит 467, 468
Лунный камень 395
Людвигит 422, 424, 425, 427, 428
Люкит 489
Люнебургит 435
Люсакит 293
Люссатин 389
Люссатит 389
Лютецит 385
Люцонит 174, 175

Мавинит 365
Магадиит 352
Маггемит 51, 230, 231, 234
Магнезиоарфведсонит 348
Магнезио-ортит 313, 314
Магнезиоферрит 227
Магнезиохромит 229, 230
Магнезит 14, 47, 224, 375, 512, 514—518, 520, 521
Магнетит 42, 48, 51, 154, 208, 212, 218, 224, 226—230, 233, 236, 238, 244, 339, 347, 428
Магнетоплюмбит 262, 263
Магноколумбит 251
Магнокопиапит 491
Магно-хлорофёниципт 460
Магнуссонит 462
Мадоцит 184, 185
Майенит 216
Майченерит 123, 124
Макаллистерит 430, 431
Макговернит 331
Макдональдит 380
Макельвит 530
Маккейит 508, 509
Маккинавит 127
Малайит 301
Малаколит 338
Малакон 299
Малахит 77, 464, 505, 516, 532—535
Малладрит 196
Маллардит 488
Маллизит 178
Мальдонит 120, 124
Манандонит 367
Манассеит 516
Манганапатит 454
Манганбрусит 223
Мангангеденбергит 337
Мангандиаспор 220
«Мангандоломит» 529
Манганильменит 253
Манганит 56, 208, 212, 234, 235
Манганозит 52, 234, 235
Манганокальцит 522
Манганоколумбит 252
Манганолангбейнит 487, 488
Манганортит 313
Манганосидерит 522
Манганотанталит (альваролит) 252, 253
Манганофиллит 359
Манжироит 238, 240, 241
Мансоит 337
Мансфилдит 442
Маргарит 220, 275, 364, 365
Маргаросанит 329, 330
Мариалит 402, 403
Марипозит 361, 362
Марказит 78, 80, 120, 121, 123, 135, 137—140, 159, 170, 174, 490
Марматит 149, 150
Марокит 236, 237
Маррит 182
Мартит 208, 227
Марундит 220
Маршит 205, 206
Маскагнит 493
Массикот 212, 262
Масюйит 263, 264
Матильдит 160, 172, 173, 179, 180
Матлокит 191, 206, 207
Матраит 151
Маунтинит 352
Мауритцит 216
Маухерит 123, 126, 127, 143, 144
Медь 14, 77, 98, 103—106, 117, 120, 121, 123, 133, 146, 154—159, 162, 173—177, 226, 262
Мезолит 406, 409, 410, 415—418
Мейергофферит 431, 432
Мейонит 402, 403
Мекиненит 127
Меланит 317
Меланованадит 457
Меланотекит 277, 329, 330, 332
Меланофлогит 389
Меланоцерит 321
Мелантерит 483, 488—490, 501
Мелилит 255, 277, 309, 310, 326
Мелифанит 285
Меллит 540
Мелонит 127
Мельниковит 137
Менделеевит 256
Мендипит 207
Мендоцит 485
Менегинит 183—185
Мервинит 306
Меренскит 124
Меркаллит 482, 493
Меррихьюит 281
Месселит 458
Метаварисцит 442
Метавоксит 445—447
Метавольтин 491
Мета-зеллерит 536, 537
Метакернит 433
Метакирчгеймерит 469, 470
Метановачекит 469
Метаотунит 470, 471
Метаотунит I 471
Метаотунит II 471
Метароссит 456
Метасалеит 469
Метасидеронатрит 491
Метатенардит 493
Метаторбернит 471, 472
Метатюямунит 472

Метауранопилит (β-уранопилит) 508
Метахейнричит 469, 470
Метахохманнит 490
Метацейнерит 469, 470
Метациннабарит 163, 166—168
Метахьюэттит 457
Меташодерит 443
Меташтренгит 442
Мёрдокит 260, 261
Миаргирит 173, 179, 180
Миерсит 205
Мизенит 493
Мизерит 349, 351
Микроклин 67, 68, 86, 197, 253, 342, 395—398
Микролит 68, 256, 257, 259
Миксит 466
Миларит 271, 281
Миллерит 33, 126—128, 131—133
Миллисит 457
Милошит 376
Миметезит 439, 462—464
Минасрагрит 508
Мингуццит 540
Миниум 262, 263
Миниолит 444, 445
Миннесотаит 356
Мирабилит 203, 481, 483, 493, 494
Мирмекит 387
Митридатит 459
Митчерлихит 204
Миццонит 402
Моасанит 269
Мозандрит 304, 305
Мозезит 207
Моктезумит 509
Молибденит 33, 35, 108, 119, 120, 122, 144—146, 168, 474, 476, 477
Молибденит-2H 145
Молибденит-3R 145
Молибдит 145, 474
Молибдофиллит 329, 330
Молибдошеелит 476
Молизит 198
Молуранит 478
Монацит 42, 67, 76, 260, 265, 298, 308, 439, 440, 455, 456, 464
Монгеймит 532
Монетит 437, 452
Монотермит 375
Монтанит 509
Монтбрейит 165
Монтгомериит 457
Монтебразит 445
Монтезит 144
Монтепонит 260
Монтичеллит 294, 295
Монтмориллонит 270, 277, 357, 370—372
Монтрозеит 212, 226, 242, 456
Монтроидит 212, 260, 261
Монцонит 61
Мончеит 124, 125
Моореит 501, 502
Мораэзит 444
Морденит 405—410
Моренозит 486, 487
Морион 382
Моссит 251
Моттралит 465, 466
Моусонит 174, 176
Мошелландсбергит 106—107
Мохрит 491
Муассанит 116
Муллит 286—288, 290
Мурманит 301
Муромонтит 313, 314
Мурхаузеит 188
Мусгравит 215
Мусковит 22, 47, 63, 65, 67, 68, 82, 86, 251, 270, 275, 289, 294, 357—359, 361—363, 375, 396
Мыльный камень, синоним талька 43, 355
Мышьяк 99, 105, 107—109, 117, 119—122, 129, 138, 142, 144, 151, 163, 173—176
Мьюирит 302, 303

Навахоит 226, 242
Нагиагит 154
Надорит 207
Наждак 218, 220
Назинит 433
Назонит 329
Накрит 375, 376
Нантокит 192, 193, 205
Нарсарсукит 302
Настуран 264, 265
Натриевая селитра 538, 539
Натроалунит 485
Натробиотит 359
Натрокальцит 504, 505
Натролит 68, 278, 406, 409, 410, 415—419, 421
Натромонтебразит 445
Натрон (сода) 514, 518, 519
Натроотунит 469
Натрофилит 450, 451
Натрохальцит 482
Натроярозит 489, 491, 492
Науманнит 163, 164
Наффильдит 178
Нахколит 516, 518, 519
Невьянскит, синоним иридосмина 101
Нейборит 193
Некоит 379
Немалит 223, 224
Ненадкевичит 301
Неотокит 351
Нептунит 302, 303
Непуит 373, 375
Несквегонит 517, 518
Нефелин 63, 68, 255, 278, 399—401, 403—405
Нефрит 340, 344
Нигглиит 124, 125
Нигерит 216
Нигрин 244
Никелин 119, 122, 124, 127—132, 138, 142—144
Ni-железо 103
Ni-платина 101
Ni-скуттерудит 142
Ni-хлорит 367
Нингиоит 469, 470
Нишингерит 153
Ниоболопарит 254, 255
Ниокалит 305,
Ниссонит 466
Нитробарит 538, 539

Нитрокальцит 538
Нитромагнезит 538
Нифонтовит 431
Ноблеит 431
Новакит 124
Новачекит 469, 470
Новокит 174
Нозеан 404, 405
Ноланит 440, 450
Нонтронит 347, 370—372
Al-нонтронит 371
Норбергит 297
Норденшельдит 422, 424, 426, 427
Нордит 308
Нордмаркит 293
Нордстрандит 218
Норильскит 101
Норсетит 528, 529
Нортупит 514, 518
Нсутит 238, 241
Ньерерит 519
Ньюбериит 440, 443, 444

Обручевит 256
Обсидиан (вулканическое стекло) 45
Оверит 440, 457
Овихиит 182
Озаннит 347
Озарицаваит 506
Окартит 164
Оценит 277, 355, 379
Окерманит 309
Оксаммит 540
Оксикерченит 447, 448
Оксилешидомелан 360
Оливенит 440, 461, 462, 466
Оливин 62, 63, 76, 82, 84, 85, 114, 215, 277, 294—297, 375, 427, 437
Олигоклаз 392—394
Олигонит 520
Олово 91, 103, 144, 243
Олово деревянистое 251
Ольдгамит 116, 120, 153
Омфацит 84, 337, 339
Оникс 384
Опал 48, 50, 80, 163, 347, 354, 382, 384, 387, 388
Опал драгоценный 388
Опал древовидный 388
Опал молочный 388
Опал огненный 388
Опал смоляной 388
Ордоньезит 267
Орегонит 123, 124
Ориентит 307, 308
Орлит 330, 331
Орселит 123, 124
Ортит 67, 116, 308, 314, 530
Ортоклаз 42, 53, 63, 67, 74, 97, 387, 390, 395—398, 401
Ортопироксен 336
Ортоферросилит 336
Орфеит 467, 468
Осборнит 116
Осмий 100, 101
Осмирид 100, 101
Осумилит 280, 281
Отавит 40, 531
Оттеманнит 144
Оттрелит 365
Отунит 469—472
Оффретит 412

Павонит 179, 180
Пайнит 324, 326
Паксит 124
Палермоит 457
Палыгорскит 277, 334, 352—354
Пальмиерит 495, 506
Пандаит 256
Пандермит 431, 432
Панетит 459
Папагоит 328
Парабутлерит 490
Паравивианит 447
Паравоксит 445—447
Параволластонит 349
Парагилгардит 434
Парагонит 358, 362
Парагопеит 459, 460
Парагуанахуатит 169
Парадамин 460
Параджемсонит 185
Паракокимбит 490
Паралаурионит 206, 207
Паралюминит 483, 484
Парамелаконит 260, 261
Парамонтрозеит 226, 242
Парараммельсбергит 139, 140
Парасепиолит 353
Парасимплезит 447
Паратакамит 205
Парацельзиан 398
Парвелит 331, 332
Паргасит 345, 347
Паризит 530, 531
Паркерит 126, 127
Парсеттенсит 363
Парсонсит 468, 469
Партцит 267
Пасконт 226, 456, 457
Патронит 153, 508
Паулингит 421
Пахнолит 196, 197
Пектолит 277, 316, 352
Пендлетонит 540
Пеннантит 367
Пеннин 367—369
Mn-пеннин 367
Пенрозеит 133, 135
Пентагидрит 482, 486
Пентагидроборит 431, 432
Пентагидрокальцит 520
Пентландит 62, 120, 121, 125, 127, 128, 131, 154, 156, 224
Ni-пентландит 128
Co-пентландит 128
Пенфильдит 192, 206, 207
Перидот, синоним оливина 295
Периклаз 20, 83, 210, 212, 223, 295
Перистерит 392
Перит 207
Перовскит 210, 212, 242, 254—256, 302
Пертит 395, 396
Перцилит 205
Петалит 67, 86, 253, 349, 399, 400
Петцит 163, 164, 166
Пиготит 540

Пижонит 334—340
Пизанит 489
Пиккерингит 484
Пикнит 292
Пикнохлорит 367
Пикотит 217
Пикроильменит 253
Пикромерит 203, 483, 487, 488
Пикротефроит 294
Пикрофармаколит 458
Пикроэпидот 311
Пилолит 352
Пинакиолит 427, 428
Пинит 285
Пинноит 430
Пинтадоит 456
Пирольспит 319
Пираргирит 121, 123, 176, 179—181, 183
Пирит 14, 36, 74, 75, 77—80, 104, 108, 112, 116, 118, 120—126, 128, 131—140, 142, 144—146, 153, 159, 161, 170, 184, 187, 188, 222, 224, 226, 233, 265, 482, 490, 492
Пироаурит 516
Пиробелонит 465
Пироксен 63
Пироксмангит 332, 349
Пиролюзит 56, 75, 208, 212, 235, 237—242, 244
Пироморфит 439, 440, 462—464, 466, 479, 511, 536
Пироп 317—319
Пиросмалит 277, 307, 308
Пиростильпнит 179, 180
Пирофанит 253, 254
Пирофиллит 275, 277, 355—357, 359, 362, 368, 370, 372
Пирохлор 212, 255—257, 259, 267
Пирохроит 212, 234, 235
Пирротин 62, 104, 121—128, 130, 131, 133, 135, 140, 154, 156, 168, 224
Пирсеит 179, 180
Пирсеит сурьмянистый 179, 180
Пирссонит 519
Пистацит, синоним эпидота 311
Пистомезит 517, 518
Письменный гранит 65, 66, 68, 387, 396
Плагиоклаз 65, 67, 76, 84, 387, 392, 393, 395, 403
Плазма 384
Плагионит 183—185
Планшеит 328
Платина 42, 49, 56, 76, 97—101, 121
Платина палладистая 101
Платина родистая 101
Платинистый иридий 101
Платинит 182
Платинородий 56
Платтнерит 212, 262, 263, 507
Плейфейрит 184, 185
«Плеонаст» 217
Пломбьерит 379
Плюмбогуммит 56, 467, 468
Плюмбоферрит 262, 263
Плюмбоярозит 506, 507
Плюмозит 183—185, 220
Повеллит 476
Подолит 452
Поит 508, 509
Пойтевинит 502
Познякит 503
Полианит 241
Полиаргирит 182
Полибазит 179, 180
As-полибазит 180
Полигалит 494, 495
Полидимит 132, 133
Поликраз 257
Поликсен 100
Полимигнит 258, 259
Поллуцит 68, 86, 400, 401
Порпецит (палладистое золото) 103
Портландит 223
Потарит 107
Празем 384
Прайдерит 244
Пренит 106, 310, 311, 315, 316, 326, 380, 392, 420
Преображенскит 430
Пржевальскит 468, 469
Призматин 287
Приорит 257
Присеит 431
Пробертит 433
Прозопит 198
Прустит 121, 176, 179—181, 183
Пршибрамит 149
Псевдоболеит 206
Псевдобрукит 212, 253
Псевдоволластонит 349
Псевдокотуннит 207
Псевдолауэит 451
Псевдомалахит 462
Псевдотюрингит 366, 367, 369
Псиломелан 212, 237—241
Птилолит, синоним мордснита 407
Пумпеллиит 106, 310, 311, 420
Пурпурит 449, 450
Пухерит 440, 464, 465
Пьемонтит 311—313
Пэбстит 300

Раббитит 536, 537
Рабдофанит 455
Рагинит 187
Ральстонит 196, 197
Рамдорит 182
Рамзаит 301
Раммельсбергит 139, 140, 143, 144
Рамсделлит 75, 237—241
Ранит 416
Ранкинит 306
Рансомит 504, 505
Рансьеит 238, 241
Распит 478
Ратит 183
Ратовкит 194
Раувит 472
Рауэнталит 452
Реальгар 109, 121, 142, 163, 169—172, 187, 188
Реблингит 329, 330
Реддингит 449
Редингтонит 484
Редледжеит 244
Рейнерит 460
Ректорит 370
Ренардит 468, 469
Рентгенит 530, 531

Реньерит 174
Репперит 295
Рефицит 540
Рецбаниит 178
Рёддерит 281
Рёмерит 489—491
Рётгерсит 480, 486
Рётзерфордит 516, 536, 537
Рибекит 342, 345, 347, 348
Ривадавит 433
Риверсайдит 379
Ривесит 516
Ридмерджнерит 324, 326
Риккардит 157, 159
Ринкит 277, 304, 305
Риннеит 204
Рионит 174
Рипидолит 367, 369
Рихтерит 342, 345
Робертсонит 151
Робинсонит 184, 185
Ровеит 427
Роговая обманка 189, 242, 342, 343, 345—347, 525
Родицит 422, 424, 428
Родонит 97, 153, 236, 277, 332, 349, 351, 352, 523
Родохрозит 153, 236, 514, 515, 520—523
Родусит 347, 348
Розазит 532
Розенбушит 305
Розенит 488
Розенханит 349, 351
Рокбриджеит 451
Рокезит 153, 155
Ромбоклаз 490
Ромеит 267
Роселит 440, 458
Роскоэлит 358, 361, 362
Россит 226, 440, 456, 457
Росслерит 443
Роудезит 352
Рошерит 457
Ртуть 42, 98, 100, 106, 107, 117, 162, 163, 166, 167, 183, 207
Рубеллаан («кошачье золото») 361
Рубеллит 67, 321
Рубин 218
Рузвельтит 464, 465
Русаковит 450
Русселлит 266, 267
Рустумит 306
Рутил 51, 52, 70, 193, 209, 211, 212, 222, 241, 243—246, 248, 251, 262, 267, 387, 447

Сабугалит 469
Сагенит 244
Сакураиит 154
Салезит 539
Салеит 469
Салинит 462, 463
Салит 335, 337, 339, 340
Самарскит 257, 258
Самирезит 256
Самплеит 440, 466
Самсонит 179
Санборнит 277, 355, 380
Сандерит 486
Санидин 64, 395—398
Санмартинит 474
Сантафеит 459
Санхуанит 483, 484
Сапонит 370—372
Al-сапонит 370
Cu-сапонит (медмонтит) 370
Ni-сапонит (пимелит) 370
Zn-сапонит (соконит) 370
Сапфир 218, 220
Сапфирин 285—287
Сардоникс 384
Саркинит 449
Сарколит 402, 403
Саркопсид 449
Сармиенитит 450
Сарторит 123, 183—185
Сассолит 422, 424—426
Сатпаевит 443
Сауковит 166
Саффлорит 139, 140, 143, 14[illegible]
Сахаит 435
Сахамалит 530
Сахароваит 186
Сборджит 433
Свабит 452
Сванбергит 458
Сведенборгит 215
Свинец 14, 103, 117, 123, 145, 148, 149, 160, 172, 173, 176, 182, 183, 186, 191
Седерхольмит 127
Седовит 478
Сейдозерит 305
Сейригит 476
Секанит 282
Селадонит 364
Селаит 428
Селен 14, 99, 109, 110, 117, 119, 123, 133, 138, 159, 160, 182
Селенит, синоним гипса 497
Селеноваэсит 133
Селенолит 267
Селлаит 189, 191, 193
Семсейит 185
Сенаит 253
Сенармонтит 210, 212, 266, 267
Сенгиерит 472
Сепиолит 277, 334, 352, 353
Сера 14, 22, 30, 71, 72, 80, 98—100, 107, 110—112, 117—119, 122, 123, 130, 132—136, 138—140, 144, 148, 151, 154, 159, 166—168, 170—175, 186, 500, 526
Сера селеновая 110
α-Сера 110
β-Сера (сульфурит Фребеля) 110
γ-Сера (розицкит) 110
Серандит 352
Серебро 14, 49, 51, 98, 103—106, 109, 117, 120, 123, 129, 144, 148, 160, 162, 164, 173, 176, 181
Серендибит 324
Серицит 74, 276, 357, 361, 362, 371, 392
Серпентин 74, 214, 297, 337, 343, 373
Серпиерит 505
Серпофит 373
Сиберит 321
Сибирскит 427
Сиглоит 445, 447
Сидеразот 116, 538

Сидерит 40, 47, 97, 133, 137, 197, 222, 233, 369, 514, 515, 517, 518, 520—523
Сидеронатрит 491
Сидероплезит 520
Сидеротил 488
Сидерофиллит (аннит) 358, 359
Сиклерит 450
Силленит 266, 267
Силлиманит 73, 82, 285—287, 289, 290, 333, 447
Сильванит 165, 166
Сильвин 20, 41, 46, 71, 199, 200, 202—204
Симанит 435
Симонеллит 540
Симплезит 447
Симплотит 456, 457
Симпсонит 258
Синадельфит 449
Сингенит 495
Синкозит 437, 457
Синоит 116
Синхалит 427
Синхизит 530, 531
Сирлезит 324, 326
Сисмондин 365
Ситапарит 234
Скакчит 198
Скаполит 189, 278, 319, 360, 392, 402, 403, 482
Скарброит 516
Скиагит 317
Склодовскит 330, 331
Сколецит 381, 405, 406, 410, 415—418
Сколит 364
Скородит 142, 442, 443
Скорцалит 445—447
Скоутит 306
Скуттерудит 122, 123, 138, 140, 142—144
Славикит 491
Слюда 11, 65, 68, 82, 189, 197, 244, 358
Смарагдит 33, 344
Смитит 127, 130, 179, 180
Смитсонит 40, 327, 464, 516, 531, 532
Содалит 50, 189, 278, 404, 405, 414, 429, 482
Соддиит 330, 331
Соконит 370, 371
Соланит 306
Сомбрерит, синоним коллофана 454
Соммайрит 489
Сонорант 508, 509
Сорбиит 184, 185
Соренсенит 285, 286
Соссюрит 313
Спадаит 337
Спанголит 504, 505
Спекулярит 231, 232
Спенсерит 460
Спенсит 321
Сперрилит 101, 120, 124, 125
Спессартин 317—319
Спёррит 277, 306, 307, 350
Сподиофиллит 362
Сподумен 51, 67, 86, 253, 334, 340—342, 349, 363, 400, 429
Ссайбелиит 427
Ссмикит 488
Ссомольнокит 488—490
Ставролит 36, 82, 97, 276, 277, 286, 287, 291, 293, 294, 311, 319, 362
Станнин 154—156
Станнопалладинит 100
Станфилдит 459
Стеатит, синоним талька 355
Стевенсит 370, 372
Стеллерит 408
Стенонит 516
Стенструпин 308
Стенхуггарит 459
Степановит 540
Стеркорит 452
Стерреттит 442
Стерриит 184, 185
Стетефельдит 267
Стефанит 179, 180
Стибарсен 107
Стибиконит (сервантит) 267
Стибиоколумбит 258
Стибиопалладинит 123, 124
Стибиотанталит 258, 259
Стибнит 170
Стиллвеллит 321
Стиллеит 149
Стильбит, синоним десмина 277, 405, 407—409
Стильпномелан 363, 364
Стихтит 516
Стишовит 81, 382, 383, 389
Стокезит 300
Стоттит 230, 236
Странскиит 465, 466
Страшимирит 462
Стронцианит 520, 522, 528, 535
Стронциогилгардит 434
Стронциоджинорит 431, 432
Струвит 439, 443
Стрюверит 244
Студтит 537
Стюартит 114, 451
Стютзит 163
Суанит 427
Судоит 366
Al-судоит 366
Сузалит 445
Сульванит 174, 176
Сульфоборит 425, 435
Сульфогалит 483, 494
Сурик 212
Сурсассит 286, 287
Сурьма 99, 105, 107—109, 117, 120, 129, 163, 169, 170, 173—175, 259
Суссексит 425, 427
Сфалерит 22, 44, 69, 87, 108, 119—123, 145, 147—151, 153—156, 161, 166, 173—175, 179, 184, 188, 191, 192, 214, 236, 271, 328, 502
Сфен 70, 242, 277, 301, 202, 445, 459
Сферокобальтит 531, 532
Сферосидерит 520, 522
Таафеит 213, 215
Тавистоккит 457
Тавмавит 311
Таворит 444, 445
Тагилит 462
Тайниолит 358, 362
Таковит 218
Таласкит 295
Таленит 67, 309
Талмессит 459
Талнахит 153, 154

Тальк 42, 43, 74, 224, 277, 343,345, 354—357, 359, 368, 370, 372
Тальк-хлорит 366
Тамаругит 485
Тангеит 465
Танеллит 431, 432
Танталит 86, 209, 212, 251—253, 257, 258
Тантэвксенит 257
Тапиолит 245, 246, 251, 267
Тарамеллит 380
Тарамит 345—348
Таранакит 444, 445
Тарапакаит 510
Тарбуттит 440, 459, 460
Тарновитцит 526
Таумасит 306, 307
Таурисцит 488
Тахаранит 379
Тахгидрит 203
Твиннит 184, 185
Тееплеит 434, 435
Тейлорит 493
Тейнеит 508, 509
Теллур 99, 100, 107, 109, 110, 117, 119, 121, 123, 127, 159, 162, 168, 182
Теллурит 117, 212, 266—268
Теллуровисмутит 168
Тенардит 203, 483, 493, 494, 518
Тензорит 212
Теннантит 174—176, 179
Тенорит 207, 212, 260, 262, 535
Терлингуаит 191, 192, 207
Термонатрит 516, 518, 519
Терругит 435
Тетрагидрит 486, 487
Тетрадимит 123, 146, 168, 169
Тетраэдрит 97, 120, 123, 135, 145, 173—176, 179, 404
Тефроит 20, 294, 295, 351
Тешемахерит 518, 519
Тигровый глаз 347
Тилазит 440, 459
Тиллеит 271, 306, 307
Тиллит 144, 145
Тиманнит 163, 166
Тинаксит 304, 305
Тинкалконит 433
Тинтикит 448, 449
Тиродит 344
Тиролит 466, 467
Тирреллит 132, 133
Тисонит 530
Титанавгит 337, 338
Титанит, синоним сфена 273, 275, 301
Титанобиотит 359
Титаноливин 295
Титаносиликат 303
Тихит 514, 518
Тоберморит 277, 355, 379
Тодорокит 238, 241
Томсенолит 196, 197
Томсонит 406, 409, 410, 415—418
Са-томсонит 416
Топаз 42, 68, 71, 146, 189, 195, 197, 216, 251, 270, 276, 277, 286—289, 291—293, 324, 363, 476
Топазолит 317
Торбернит 440, 469—472, 508
Торендрикит 347, 348
Торианит 260, 263, 264
Торит 260, 298, 299, 330
Торнеболит 308
Торогуммит 298
Тороолит 251
Торонстенструпин 308
Торотунгстит (иттротунгстит) 474
Торрейит 501
Тортвейтит 271, 277, 309
Торутит 254
Травертин 526
Траскит 302, 303
Треворит 227
Тремолит 342—346, 356
Трехманнит 179
Трёгерит 469, 470
Трагидрокальцит 520
Тригонит 465, 466
Тридимит 22, 23, 382, 388, 399, 400
α-Тридимит 383
Трикальсилит 399
Тримерит 285
Триплит 437, 440, 449
Триплоидит 449
Триппкеит 267
Трипугнит 267
Тритомит 321
Трифан, синоним сподумена 341
Трифилит 67, 86, 450
Трогталит 133, 135
Троилит 102, 127, 130, 131
Трона 518, 519
Труделлит 199
Трускотит 379
Трустит 326
Трюстедтит 132, 133
Тсилаизит 321
Тсумебит 465
Тугтупит 404
Тулит 313
Тунгстенит 144, 145
Тунгстит 474
Туранит 462
Турмалин 52, 65, 67, 86, 142, 146, 168, 189, 216, 251, 253, 265, 276, 277, 289, 293, 321—323, 342, 422, 427, 429, 476
Тухуалит 310, 311
Тэнит 102
Тюрингит 366—369
Тюямунит 226, 439, 472
Тяньшанит 302, 303

Уайтменит 430, 431
Уванит 472
Уваровит 317, 318
Увит 321
Уиксит 330, 331
Уклонсковит 495
Улексит 425, 433
Улигит 254
Ульвёшпинель 227
Ульманнит 133, 137, 138
Ульмит 540
Ультрамарин 49, 405, 414
Умангит 157, 159
Умохоит 478
Унгемахит 491
Уоджинит 251
Уолстромит 380

Уралборит 431, 432
Уралит 340
Урамфит 469
Уранинит 67, 86, 106, 149, 212, 226, 263—265, 471, 537
Урановая смолка 264, 265
Ураноилит 483, 508
Ураноспинит 469, 470
Ураносферит 265, 266
β-Уранотил 330, 331
Ураноторит 298, 299
Уранофан 277, 330, 331
Ураноцирцит 469
Урбанит 337
Уренит 334
Са-урсилит 330, 331
Mg-урсилит 330, 331
Усовит 196, 197
Устарасит 183, 186, 187
Уэвеллит 540
Уэдделлит 540
Уэллсит 406
Уэрриит 506

Фабианит 431, 432
Файрфилдит 440, 458
Факолит 412
Фалькманит 183, 184
Фаматинит 174
Фарёэлит 410, 416
Фармаколит 440, 452
Фармакосидерит 437, 440, 448
Фассаит 337
Фатерит 522, 523, 525
Фаузерит 486,
Фаулерит 351
Фаустит 467
Фаялит 20, 275, 294—296
Фейеит 444
Фельшобаниит 483, 484
Фенакит 216, 275, 277—279, 281, 326, 327, 399
Фенаксит 310, 311
Фенгит 361, 362
Фенгхуанглит (ториевый бритолит) 452
Феникохроит 510, 511
Ферберит 474—476
Ферванит 450
Ферганит 472
Фергусонит 67, 212, 258, 259
Ферморит 452, 454
Фернандинит 457
Феррибейделлит 370
Ферригаллуазит 378
Ферридиаспор 220
Ферримолибдит 474
Ферримонтмориллонит 370
Ферримусковит 361
Ферринатрит 491
Феррисапонит (гриффитит, лембергит) 370
Феррисиклерит 450
Ферритунгстит 474
Ферроавгит 335, 337
Ферробрусит 223
Ферроволластонит 349
Феррогеденбергит 335
Феррогексагидрат 488
Феррогиперстен 335, 336
«Ферродоломит» 529
Ферроколумбит 252
Ферропижонит 335
Ферроплатина 100, 101
Ферроокерманит 309
Феррородонит 351
Ферросалит 335, 337, 339
Ферроселит 138, 140
Ферросилит 334—336, 339
Ферротанталит 252
Ферротремолит 344, 345
Ферручит 190, 196
Феррьерит 408
Ферсманит 301
Ферсмит 258
Ферчилдит 519
Фёдоровит 337
Фибролит 289
Фиброферрит 489, 490
Фидлерит 192, 207
Физелиит 182
Филлипсит 278, 405, 410, 420, 421
Филловит 450
Финнеманит 462
Финшенит 452
Фихтелит 540
Флагстаффит 540
Флейшерит 151, 506
Флинкит 451
Флинт 384
Флогопит 114, 358—360
Флоренсит 458
Флюеллит 193, 196, 197
Флюоборит 425—428
Флюорит 30, 42, 50, 70, 74, 86, 146, 189, 191, 193—197, 243, 251, 256, 257, 264, 363, 476, 525
Флюоцерит 193
Фоглит 514, 536, 537
Фольбортит 462
Форбезит 460
Форманит 258
Форнасит 510, 511
Форстерит 20, 74, 83, 271, 291—297, 337, 428
Фосгенит 514, 535
Фосфороферрит 449
Фосфорросслерит 443
Фосфосидерит 442
Фосфофиллит 459, 460
Фосфуранилит 469
Фошагит 349
Фошазит 414
Фошалласит 306
Фоязит 406, 414, 415
Са-фоязит 410
Франкеит 145, 187, 188
Франклинит 227—229, 236
Франколит 452, 454, 455
Франсевиллит 472
Фребольдит 127
Фрейбергит 174
Фрейслебенит 123, 173, 182
Фресноит 302, 303
Фриделит 307, 308
Фробергит 138, 140
Фройденбергит 254
Фроловит 431, 432
Фронделит 440, 451
Фрудит 123, 124
Фторапатит 439, 452, 454

Фуксит 361, 362
Фурмарьерит 265, 266
Фуперит 459
Фюлёппит 183—185

Хабазит 277, 405, 406, 409, 410, 412—414
Халцедон 38, 39, 48, 71, 72, 79, 104, 163, 196, 382, 384, 385, 387
Халькантит 49, 483, 502—504
Халькоалюмит 483, 504
Халькозин 77, 121, 123, 151, 157—160, 262, 535
Халькокианит 482
Халькоменит 483, 508
Халькопирит 21, 53, 55, 77, 78, 104, 121—123, 133, 142, 146, 148, 151, 153—157, 161, 164, 184, 265
Халькопирротин 154
Халькосидерит 467
Халькостибит 176, 177, 179
Халькоталлит 187, 188
Халькотрахит 261
Халькофанит 210, 236, 237
Халькофиллит 466
Халькоцианит 502
Хаммарит 178
Ханксит 494
Ханнайит 443
Хантит 528, 529
Харадаит 309
Харкерит 324, 346
Харлбутит 444
Хастит 138, 140
Хаттонит 298, 299
Хауит 310, 311
Хаулит 324
Хеггит 242
Хедлийит 168
Хейвиит 330, 331
Хейдорнит 435
Хейнричит 469, 470
Хельерит 531, 532
Хендриксит 359
Хёрнезит 443
Хиастолит 82, 288
Хизлевудит 126, 127
Хиолит 196, 197
Хиортдалит 305
Хлоантит 142—144
Хлопинит 258
Хлоралюминит 198, 199
Хлорапатит 439, 452, 454, 455
Хлораргирит 193, 205
Хлорит 70, 82, 85, 106, 294, 313, 340, 347, 370
Хлоритоид 294, 355, 364
Хлормагнезит 198, 199
Хлорманганокалит 204
Хлоркальцит 203
Хлороксифит 206
Хлоротионит 505, 506
Хлорофан (пиросмарагд) 194
Хлорфёницит 460
Ходжкинсонит 326
Холлингвортит 124
Холмквистит 342, 349
Хондродит 297, 298, 308, 428
Хоробетсуит 169
Хоулиит 147, 149, 150
Хохманнит 489, 490
Хошиит 517
Хризоберилл 212, 213, 215, 216, 220, 295
Хризоидин 371
Хризоколла 77, 328, 329
Хризолит, синоним оливина 295
Хризопраз 384
Хризотил 295, 373, 375
Хромавгит 337
Хроматит 510
Хромгеденбергит 337
Хромит 42, 101, 212, 224, 226, 229, 230, 510
Хуанхит 530
Хульсит 427, 428
Хьельмит 258
Хьюэттит 226, 456, 457
Хюнеркобелит 450, 451

Цеболлит 310
Цезаролит 238
Цейлонит 217
Цейнерит 440, 469
Цейрингит 526
Целестин 112, 482, 495, 497, 499, 500, 506, 526, 528
Цельзиан 390, 398, 399, 501
Цементит 116
Цеофиллит 380
Церианит 263
Церит 277, 308, 530
Церулеит 466
Церуссит 149, 479, 507, 511, 516, 532, 535, 536
Цианотрихит 504, 505
Цианохроит 505, 506
Цилиндрит 145, 187, 188
Цимофан 215
Цинк 22, 100, 103, 117, 121, 147, 149, 151, 155
Цинкалуминит 483, 501
Цинкенит 123, 183—185
Цинкит 212, 260, 261
Цинкозит 501, 502
Цинксилит 370
Циннвальдит 358, 362
Циппеит 508
Циркелит 254
Циркон 42, 76, 197, 243, 265, 271, 275—277, 298, 299, 437, 456
Цирконолит 254
Циртолит 299
Цитрин 382
Цоизит 310, 311, 313, 369, 392

Чапманит 277, 331, 332
Чаоит 114
Чатамит 142, 143
Чевкинит 310, 311
Чемберсит 429
Чералит 455
Черновит 455
Чиклит 344
Чикловаит 168
Чиленит 105
Чиллагит 478
Чильдренит 440, 445, 447
Чинглусуит 304
Чкаловит 285, 286
Чудобаит 466
Чухровит 198

Шабазит, синоним хабазита 412
Шайерит 494
Шаллерит 307, 308
Шамозит 366—369
Шандит 126, 127
Шаннонит 306
Шапбахит (матильдит) 173, 179
Шарпит 536, 537
Шаттукит 328
Шафарцикит 267
Швартцит 536, 537
Шварцембергит 539
Шватцит 174
Швитцерит 449, 450
Шегренит 516
Шеелит 142, 146, 474, 476—479
Шервудит 456, 457
Шерл 321, 323
Шериданит 367—369
Шертелит 443
Шефферит 337
Шизолит 352
Ширмерит 182
Шмальтин 142, 144
Шмиттерит 508, 509
Шодерит 443
Шопит 263, 264
Шорломит 317, 319
Шортит 516, 518, 519, 522
Шпинель 83, 126, 133, 156, 210, 212, 215—219, 226, 227, 229, 230, 285, 297, 365
Шрейберзит 116, 436
Шрёкингерит 536, 537
Штейгерит 440, 443
Штернбергит 164
Штольцит 478
Штренгит 438, 440, 442
Штромейерит 105, 162, 164
Штрунцит 451
Шубниковит 466
Шуеттеит 506
Шультенит 462, 463
Шульцит 184
Шунгит 115

Щербаковит 301

Эвансит 441
Эвдиалит 68, 277, 300
Эвдидимит 277, 285, 286
Эвеит 452
Эвенкит 540
Эвкайрит 164
Эвклаз 274, 277, 285, 286, 444
Эвколит 300
Эвкриптит 399
Эвксенит 67, 212, 257—259
Эвлит 336
Эвлитин 331, 332
Эвхроит 462
Эгирин 58, 334, 340, 341
Эгирин-авгит 337, 340
Эглестонит 192, 206, 207
Эденит 342, 345, 347
Эдингтонит 406, 410, 421
Эзкуррит 433

Эйтелит 516, 518
Эканит 298, 299
Экдемит 462
Эккерманит 345, 347, 348
Экманит 363
Электрум (серебристое золото) 103
Элеолит, синоним нефелина 399
Эллахерит 361
Эллестадит 452, 454
Эльбаит 321—323
Эльпасолит 196, 197
Эльпидит 300
Эльсворгит 256
Эмболит 205
Эммонсит 483, 508, 509
Эмплектит 176, 177
Эмпрессит 163, 164, 166
Энаргит 123, 173, 176, 177
Энглишит 457
Эндиопсид 335
Эндлихит 463
Энигматит 304
Энстатит 47, 53, 83, 332, 334—337, 339, 343, 354
Эозит 478
Эосфорит 445—447
Эпидидимит 285, 286
Эпидот 35, 70, 82, 83, 106, 213, 277, 310—314, 316, 340, 345, 347, 369, 392, 403, 420
Эпистильбит 405—408, 410, 411
Эпистолит 304
Эпиянтинит 263
Эпсомит 203, 482, 483; 486—488
Эрикаит 429
Эриксонит 329
Эринит 462
Эрионит 406, 412, 413
Са-эрионит 410
Эриохальцит 205
Эритрин 142, 460, 461
Эритросидерит 193, 204
Эритроцинкит 153
Эрландит 540
Эругит 460
Эскеборнит 153
Эсколаит 230
Эсперит 329, 330
Эттрингит 484
Эулит 335
Эфесит 364
Эшинит 257, 258

Югаваралит 406, 407, 410
Юконит 459
Юлголдит 310, 311
Юлиенит 126

Явапаит 491
Ягоит 329, 330
Якобсит 227, 229, 236
Ялпаит 163
Янтинит 263, 264
Ярлит 196—198
Ярозит 481, 483, 485, 489, 491, 492
Ярославит 198
Яшма 384

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5
Предисловие к русскому изданию 7
Предисловие к английскому изданию 8
Введение 11
Предмет минералогии 11
Исторический очерк 12
Значение минералогии 14

Часть I

ОБЩАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Кристаллохимическая концепция 17
Атомы и кристаллическая решетка 17
Устойчивость кристаллической решетки 20

Морфология минералов 24
Кристаллы 24
Габитус кристаллов 29
Минеральные агрегаты 35

Физические свойства минералов 40
Удельный вес 40
Твердость 42
Спайность 43
Оптические свойства 45
а. Преломление света и блеск 45
б. Цвет 48
в. Люминесценция 50
Магнитные свойства 51
Электрические свойства 52
Свойства поверхности 52

Определение минералов 53

Генезис минералов 59

Геохимическая концепция 59

Магма и ее продукты 61
Состав и кристаллизация магмы 61
Пегматиты 65
Пневматолитовые и гидротермальные месторождения 69
Отложения термальных источников и фумарол 71
Метасоматические процессы 73
Супергенные процессы 76
Выветривание 76
Элювиальные и аллювиальные месторождения 76
Остаточные и инфильтрационные месторождения 76
Осадочные месторождения 78
Метаморфизм 80
Парагенезис минералов 84

Часть II

СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ

Введение в минералогическую систематику 91

Ограниченность числа минералов 91
Классификация минералов 92
Названия минералов 97

Класс I. **Самородные элементы** 98

Общие замечания 98
Кристаллохимия и свойства 99
Происхождение и типы месторождений 99
Классификация 100
А. Металлы 100
1. Группа платины 100
2. Группа железа 102
3. Группа цинка 103
4. Группа золота 103
5. Группа ртути 106
Б. Полуметаллы и неметаллы 107
1. Группа висмута 107
2. Группа теллура 109
3. Группа серы 110
4. Группа углерода 112
В. Карбиды, нитриды и фосфиды 116

Класс II. **Сульфиды и сульфосоли** 117

Общие замечания 117
Кристаллохимия 119
Физические свойства 120
Происхождение и типы месторождений 121
Классификация 123
А. Интерметаллические соединения 123
Б. Сульфиды и их аналоги 124
1. Металлические 124
а. Pt-Pd-Ru-ассоциация 124
б. Ni-Co-Fe-ассоциация 125
Геохимия 125
1. Группа маухерита 126
2. Группа пирротина 127
3. Группа линнеита 132
4. Группа пирита — кобальтина 133
5. Группа марказита — арсенопирита 138
6. Группа скуттерудита 142
в. Mo-W-Sn-ассоциация 144
Геохимия 144
г. Zn-Cu-Pb-ассоциация 147
Геохимия 147
1. Группа сфалерита 149
2. Группа гауерита — алабандина 153
3. Группа халькопирита 153
4. Группа халькозина — ковеллина 157
5. Группа галенита 160
д. Ag-Au-Hg-ассоциация 162
Геохимия 162
1. Группа аргентита 163
2. Группа креннерита 165
3. Группа киновари 166
II. Полуметаллические 168
1. Группа тетрадимита 168
2. Группа антимонита 169
В. Сульфосоли 172
а. Сульфосоли меди 174
1. Группа тетраэдрита 174
2. Группа энаргита 176
3. Группа бурнонита 178

б. Сульфосоли серебра 179
1. Группа пираргирита 179
2. Группа аргиродита 182
3. Группа фрейеслебенита 182
в. Сульфосоли свинца 182
1. Группа сарторита 183
2. Группа цинкенита 184
3. Группа галенобисмутита 186
4. Группа лорандита 187

Класс III. **Галогениды** 189
Общие замечания 189
Кристаллохимия 190
Физические свойства 191
Классификация 192
А. Фториды 193
1. Группа флюорита 193
2. Группа авогадрита — гиератита 196
3. Группа криолита 196
4. Группа геарксутита 198
Б. Хлориды, бромиды и иодиды 198
а. Al-Mg-Fe-ассоциация 198
1. Группа лавренсита 198
2. Группа кемпита 199
б. Na-Ca-K-ассоциация 199
Геохимия 199
1. Группа галита 200
2. Группа карналлита 203
3. Группа эритросидерита 204
в. Cu-Pb-Hg-ассоциация 205
1. Группа нантокита — хлораргирита 205
2. Группа атакамита 205
3. Группа болеита 205
4. Группа котуннита — лавриопита 207
5. Группа каломели 207

Класс IV. **Окислы и гидроокислы** 208
Общие замечания 208
Кристаллохимия 209
Физические свойства 211
Происхождение и типы месторождений 212
Классификация 212
А. Окислы и гидроокислы металлов 213
а. Be-Al-Mg-ассоциация 213
Геохимия 213
1. Группа хризоберилла 215
2. Группа шпинели 216
3. Группа корунда 218
4. Группа периклаза 223
б. Fe-Mn-V-ассоциация 224
Геохимия 224
1. Группа магнетита — хромита 226
2. Группа гематита 230
3. Группа биксбиита — манганита 234
4. Группа браунита — гаусманита 236
5. Группа пиролюзита — псиломелана 238
6. Группа монтрозеита 242
в. Ti-Nb-Zr-ассоциация 242
Геохимия 242
1. Группа рутила 243
2. Группа колумбита — танталита 251
3. Группа ильменита 253
4. Группа перовскита 254
5. Группа пирохлора 255
6. Группа эвксенита 257
7. Группа фергусонита 258
г. Zn-Cu-Pb (U)-ассоциация 259
Геохимия 259
1. Группа цинкита — тенорита 260

2. Группа платтнерита 262
3. Группа уранинита — беккерелита 263
4. Группа кюрита 265
Б. Окислы полуметаллов и металлоидов 266
1. Группа сенармонтита 266
2. Группа бистрёмита 267
3. Группа биндгеймита 267
4. Группа теллурита 267

Класс V. **Силикаты** 269

Общие замечания 269
Кристаллохимия 271
Физические свойства 274
Происхождение и типы месторождений 276
Классификация 277
А. Силикаты с изолированными тетраэдрическими группами . . 278
а. Be-Al-Mg-ассоциация 278
1. Группа фенакита 278
2. Группа берилла 281
3. Группа эвклаза — эвдидимита 285
4. Группа андалузита — топаза 286
5. Группа оливина 294
6. Группа гумита 297
б. Ti-Nb-Zr-ассоциация 298
1. Группа циркона 298
2. Группа катаплеита — эвдиалита 300
3. Группа сфена 301
4. Группа лейкосфенита 302
5. Группа ринкита — астрофиллита 304
6. Группа вёлерита 305
в. Ca(TR)-Mn-Na-ассоциация 306
1. Группа ларнита 306
2. Группа спёррита — куспидина 306
3. Группа аллеганита — пиросмалита 307
4. Группа церита 308
5. Группа тортвейтита 309
6. Группа мелилита 309
7. Группа эпидота 310
8. Группа граната 317
9. Группа турмалина 321
10. Группа аксинита — данбурита 324
г. Zn-Cu-Pb (U)-ассоциация 326
1. Группа гемиморфита 326
2. Группа диоптаза 328
3. Группа меланотекита — барисилита 329
4. Группа уранофана 330
5. Группа бисмутоферрита 331
Б. Цепочечные силикаты 332
1. Группа пироксенов 334
2. Группа амфиболов 342
3. Группа волластонита — родонита 349
4. Группа пектолита 352
5. Группа сепиолита — палыгорскита 352
В. Листовые силикаты 354
1. Группа талька — пирофиллита 355
2. Группа слюд 357
3. Группа гидрослюд (иллит) 363
4. Группа хрупких слюд 364
5. Группа хлоритов 366
6. Группа монтмориллонита — вермикулита . . . 370
7. Группа антигорита — каолинита 372
8. Группа окенита — тоберморита 379
9. Группа апофиллита — санборнита 380
Г. Каркасные силикаты 382
а. Без добавочных анионов 382
1. Группа кварца 382
2. Группа полевых шпатов 390
3. Группа нефелина 399
4. Группа лейцита 400

б. С добавочными анионами 402
1. Группа скаполита 402
2. Группа канкринита 403
3. Группа содалита — гельвина 404
в. Цеолиты 405
1. Группа стильбита 407
2. Группа хабазита 412
3. Группа анальцима 414
4. Группа натролита 415
5. Группа филлипсита — гармотома 421

Класс VI. **Бораты** 422

Общие замечания 422
Кристаллохимия 423
Физические свойства 424
Происхождение и типы месторождений 424
Классификация 425
а. Be-Al-Mg-ассоциация 426
1. Группа гамбергита — флюоборита 426
2. Группа котоита — суссексита 427
3. Группа людвигита 427
4. Группа боратита 428
б. Mg-Ca-Na-ассоциация 430
1. Группа индерита — гидроборацита 430
2. Группа колеманита 431
3. Группа лардереллита — улексита 433
4. Группа кернита — буры 433
в. Бораты меди и других элементов 434
1. Группа гилгардита 434
2. Группа сульфоборита 435

Класс VII. **Фосфаты, арсенаты и ванадаты** 436

Общие замечания 436
Кристаллохимия 437
Физические свойства 438
Происхождение и типы месторождений 439
Классификация 440
а. Be-Al-Mg-ассоциация 441
I. Простые фосфаты и арсенаты 441
1. Группа вавелита 441
2. Группа варисцита — штренгита 442
3. Группа штейгерита 443
4. Группа вагнерита — ньюбериита 443
II. Двойные фосфаты и арсенаты 444
1. Группа бериллонита 444
2. Группа амблигонита 444
3. Группа чильдренита — воксита 445
б. Fe-Mn-(Na)-ассоциация 447
I. Простые фосфаты и арсенаты 447
1. Группа вивианита 447
2. Группа фармакосидерита 448
3. Группа триплита 449
4. Группа гетерозита 449
5. Группа ноланита 450
II. Двойные фосфаты и арсенаты 450
1. Группа трифилита 450
2. Группа фронделита 451
в. Na-Ca-TR-ассоциация 452
I. Простые фосфаты и арсенаты 452
1. Группа брушита — фармаколита 452
2. Группа апатита 452
3. Группа монацита 455
4. Группа россита 456
II. Двойные фосфаты и арсенаты 457
1. Группа оверита 457
2. Группа гояцита 458
3. Группа файрфилдита — роселита 458
4. Группа берцелиита — тилазита 459
5. Группа ксантоксенита 459

г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация 459
I. Простые фосфаты, арсенаты и ванадаты 459
1. Группа тарбуттита — адамина 459
2. Группа либетенита — оливенита 462
3. Группа пироморфита 462
4. Группа пухерита 464
II. Двойные фосфаты, арсенаты и ванадаты . . . 465
1. Группа аустинита — деклуазита 465
2. Группа бирюзы — самплеита 466
3. Группа бёдантита 467
4. Группа дюмонтита 468
5. Группа торбернита — цейнерита 469
6. Группа карнотита 472

Класс VIII. **Вольфраматы и молибдаты** 474

1. Группа вольфрамита 474
2. Группа шеелита 476
3. Группа вульфенита 478

Класс IX. **Сульфаты** 480

Общие замечания 480
Кристаллохимия 480
Физические свойства 481
Происхождение и типы месторождений 482
Классификация 483
А. Сульфаты 483
а. Al-Mg-Na(K)-ассоциация 483
1. Группа алуногена 483
2. Группа галотрихита 484
3. Группа алунита 484
4. Группа квасцов 485
5. Группа кизерита — эпсомита 486
6. Группа лангбейнита — пикромерита 487
б. Fe-Mn-Na(K)-ассоциация 488
1. Группа мелантерита 488
2. Группа кокимбита 490
3. Группа бутлерита 490
4. Группа копиапита 491
5. Группа ярозита 491
в. Na(K)-Ca-Ba-ассоциация 493
1. Группа тенардита — мирабилита 493
2. Группа сульфогалита — буркеита 494
3. Группа глауберита 495
4. Группа ангидрита — барита 495
г. Zn-Cu-Pb(U)-ассоциация 501
1. Группа госларита — цинкалуминита 501
2. Группа халькантита — брошантита 502
3. Группа халькоалюмита 504
4. Группа крёнкита 505
5. Группа англезита — линарита 506
6. Группа уранопилита 508
Б. Селенаты, селениты, теллураты и теллуриты 508
1. Группа халькоменита 508
2. Группа эммонсита 508

Класс X. **Хроматы** 510

Класс XI. **Карбонаты** 512

Общие замечания 512
Кристаллохимия 514
Физические свойства 514
Происхождение и типы месторождений 515
Классификация 516
а. Al-Mg-(Na)-ассоциация 516
1. Группа гидротальката 516
2. Группа магнезита 517
3. Группа эйтелита 518

б. Na (K)-Ca(TR)-Ba-ассоциация 518
1. Группа нахколита — термонатрита 518
2. Группа шортита 519
3. Группа кальцита — арагонита 520
4. Группа доломита — баритокальцита 528
5. Группа бастнезита 530
в. Zn-Cu-Pb (U)-ассоциация 531
1. Группа смитсонита 531
2. Группа малахита 532
3. Группа церуссита 535
4. Группа рётзерфордита 536
5. Группа бисмутита 537

Класс XII. **Нитраты и иодаты** 538

А. Нитраты 538
Б. Иодаты 539
Дополнение. Органические минералы 540
Приложение 1. Периодическая система элементов 541
Приложение 2. Атомные и ионные радиусы и электроотрицательность элементов 542
Приложение 3. 230 пространственных групп (по Шенфлису и Международной номенклатуре) 545
Литература 549
А. Учебники и справочники 549
Б. Журналы (с указанием сокращенных названий, применяемых в этом списке литературы, и года начала издания) 550
В. Статьи 550
1. Общие 550
2. Элементы 552
3. Сульфиды и др. 552
4. Галогениды 553
5. Окислы 553
6. Силикаты 544
7. Бораты 557
8. Фосфаты и др. 558
9. Сульфаты 558
10. Карбонаты 558
Указатель минералов 559

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»
т. 40

И. Костов

Минералогия

Редактор *Г. РОМАНОВИЧ*
Художник *В. Новоселова*
Художественный редактор *В. Варлашин*
Технический редактор *Н. Иовлева*

Сдано в набор 12/II-71 г. Подписано к печати 24/VIII-71 г.
Бумага маш. мел. 70 × $108^1/_{16}$ = 18,25 бум. л. 51,1 печ. л. Уч.-изд. л. 48,62
Изд. № 5/5522. Цена 4 р. 53 к. Зак. 763

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР», Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 16 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР
Москва, Трехпрудный пер., 9

5767