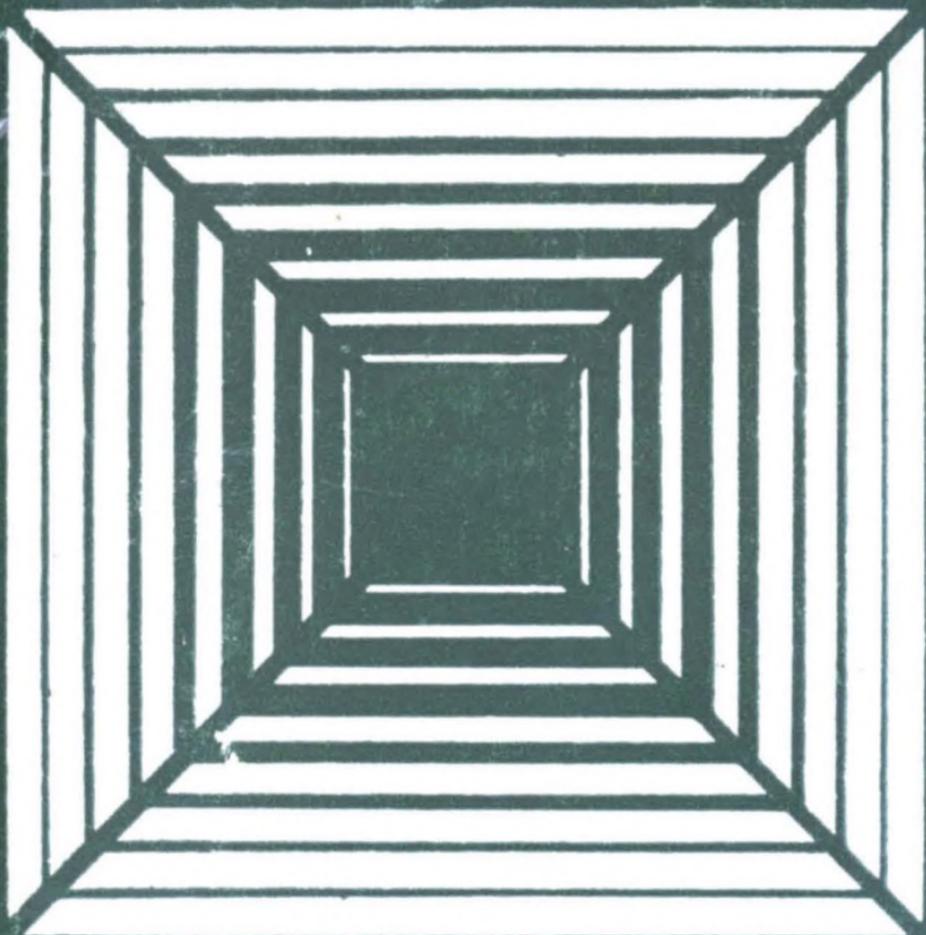


552

Определитель минералов

К. М. Сиротин



К. М. СИРОТИН

Определитель минералов

**МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД ПОД МИКРОСКОПОМ**

*Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов
геологических специальностей
высших учебных заведений*



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «ВЫСШАЯ ШКОЛА»
МОСКВА — 1970**

Предлагаемая книга является учебным пособием, предназначенным для практических занятий по петрографии магматических и метаморфических горных пород. Автор не ставил целью рассмотрение теоретических вопросов кристаллооптики. Главной задачей являлось составление руководства, содержащего методику работы с микроскопом и систематизированное описание оптических свойств минералов. Совмещение в одной книге методической части и определителя представляется весьма удобным.

В книге содержится 249 рисунков, таблиц 5.

Сиротин Константин Михайлович

Определитель минералов

Редактор И. М. Шагирова

Художник Е. М. Малышко

Художественный редактор В. П. Бабилова

Технический редактор Н. Н. Баранова

Корректор Л. З. Черникова

Сдано в набор 26/IX—69 г. Подп. к печати 18/II—70 г.
Формат 84×108¹/₃₂ Объем 8,25 печ. л. 13,86 усл. п. л. Уч.-изд. л. 12,83
Изд. № Е-156 Тираж 9000 экз. Цена 55 коп.

План выпуска литературы (вузы и техникумы) на 1970 г.

Изд-ва «Высшая школа». Позиция № 120.

Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14,

Издательство «Высшая школа»

Московская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР,
Хохловский пер., 7. Зак. 4974

Условные обозначения, не расшифрованные в тексте

Пл. о.с. — плоскость оптических осей.	наименьший — в положительных.
a — первая кристаллографическая ось (горизонтальная).	n_e — наименьший показатель преломления в одноосных отрицательных минералах и наибольший — в положительных.
b — вторая кристаллографическая ось (горизонтальная).	
c — третья кристаллографическая ось (вертикальная).	$n_g - n_p$ — двупреломление в двуосных минералах.
n_g — наибольший показатель преломления в оптически двуосных минералах.	$n_o - n_e$ — двупреломление в одноосных минералах.
n_m — средний показатель преломления в оптически двуосных минералах.	$2v$ — действительный угол оптических осей.
n_p — наименьший показатель преломления в оптически двуосных минералах.	2ε — кажущийся угол оптических осей.
n_o — наибольший показатель преломления в одноосных отрицательных минералах и	(100) — первый пинакоид.
	(010) — второй пинакоид.
	(001) — третий пинакоид.
	N_g — наименьшая ось индикатрисы.
	Nm — средняя ось индикатрисы.
	Np — наименьшая ось индикатрисы.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Составление настоящего пособия диктовалось рядом обстоятельств. Из них важнейшим является отсутствие широко распространенного определителя и просто изложенного руководства по кристаллооптике, позволяющего освоить работу с микроскопом даже без помощи преподавателя. Широко известная в отечественной литературе книга В. Н. Лодочникова — «Главнейшие породообразующие минералы», до сих пор еще непревзойденная по полноте и качеству изложения, в некоторой части устарела: в ней по вполне понятным причинам отсутствуют новые данные по структуре и оптике силикатов, полученные за последние годы. Лишенное этих недостатков пособие А. М. Даминовой — «Породообразующие минералы» выпущено весьма малым (учитывая спрос) тиражом и не содержит методической части. В вышедшем недавно в свет пятитомнике У. А. Дира, Р. А. Хауи и Дж. Зусмана — «Породообразующие минералы» содержится настолько обильный материал, что студенту, начинающему работать в обла-

сти петрографии, очень трудно в нем разобраться. Отлично иллюстрированная книга В. Е. Трегера — «Таблицы для оптического определения породобразующих минералов» — почти не содержит описательного материала.

Принимаясь за составление настоящего руководства, автор считал необходимым восполнить до некоторой степени недостаток необходимых пособий.

Книга состоит из двух частей. Первая часть содержит задачи, необходимые для освоения приемов работы с микроскопом и применяемые при диагностике минералов.

Вторая часть — определитель — включает описание 275 минералов, встречающихся в магматических и метаморфических горных породах.

Для удобства пользования определителем на стр. 73 дается ключ или схема расположения минералов по группам. Рассматривая указанные в схеме свойства в предложенной последовательности, исследователь приходит к узкому кругу минералов, содержащему изучаемый объект. Окончательное определение производится сопоставлением свойств, находящихся в данной группе минералов. Некоторые минералы обладают переменными оптическими свойствами. Возможные отклонения даются перечнем минералов после описания какой-либо группы с указанием страницы, где можно найти эти минералы.

Кроме названных выше руководств, автор использовал следующие литературные источники: А. Н. Винчелл — «Оптическая минералогия», 1953;

А. Г. Бетехтин — «Минералогия», 1950; И. Д. Соболев — «Породообразующие минералы», 1952; В. С. Васильев, М. И. Пимбургская, К. М. Сиротин — «Методическое пособие по кристаллооптике», 1961; В. И. Лучицкий — «Петрография», т. 1, 1947; В. С. Соболев — «Введение в минералогию силикатов», 1949; С. К. Оникиенко — «Практическое руководство по исследованию породообразующих минералов в прозрачных шлифах», 1964; Г. Б. Бокий — «Иммерсионный метод», 1948; В. Мурхауз — «Практическая петрография», 1963; Е. Ларсен, Г. Берман — «Определение прозрачных минералов под микроскопом», 1965.

В течение ряда лет в машинописном виде данное руководство использовалось на практикуме по петрографии в Саратовском университете.

Автор глубоко признателен профессору МГУ С. Д. Четверикову, взявшему на себя труд просмотреть работу в рукописи и сделавшему ряд ценных замечаний.

Отзывы о книге просьба присылать по адресу: Саратов, Астраханская, 83, Университет, геологический факультет.

ЧАСТЬ I

МЕТОДИКА РАБОТЫ С ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ МИКРОСКОПОМ

УСТРОЙСТВО ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО МИКРОСКОПА

Поляризационный микроскоп от обычных микроскопов отличается наличием приспособлений, необходимых для исследования в поляризованном свете.

В настоящее время в петрографической практике применяются отечественные микроскопы марок МП-2, МП-3, МИН-4, МИН-5, МИН-7, МИН-8, МИН-10, МПС-1 и некоторые другие со специальными устройствами для работы в отраженном свете. На рис. 1, а представлен общий вид микроскопа МП-3. Он состоит из штатива, осветительного устройства, предметного столика и тубуса.

Штатив (1) служит основанием для всех частей микроскопа. Для устойчивости он имеет У-образную форму с выступом сзади. На нем располагается вилкообразная стойка (2) с зажимным винтом (3). При помощи стойки к штативу прикрепляется рукоятка (тубусодержатель). Рукоятке может быть придан наклон, соответствующий росту исследователя. В наклонном положении зажимной винт должен быть закреплен. Изменять положение наклона можно только при свободном винте.

Осветительное устройство состоит из зеркала (4), которое при помощи металлической планки (5) прикрепляется к предметному столику. Одна поверхность зеркала — плоская — используется при малых увеличениях, другая — вогнутая — для получения концентрированного освещения при больших увеличениях. Планка (5) может перемещаться в вертикальной плоскости, зеркало, закрепленное во вращающейся дужке (6), может вращаться

вокруг горизонтальной оси. Таким образом, можно изменять положение зеркала в трех плоскостях.

Под предметным столиком (7) при помощи винта, имеющего червячную передачу (8), и стопорного стержня (9) крепится оптическая система (10), собирающая лучи

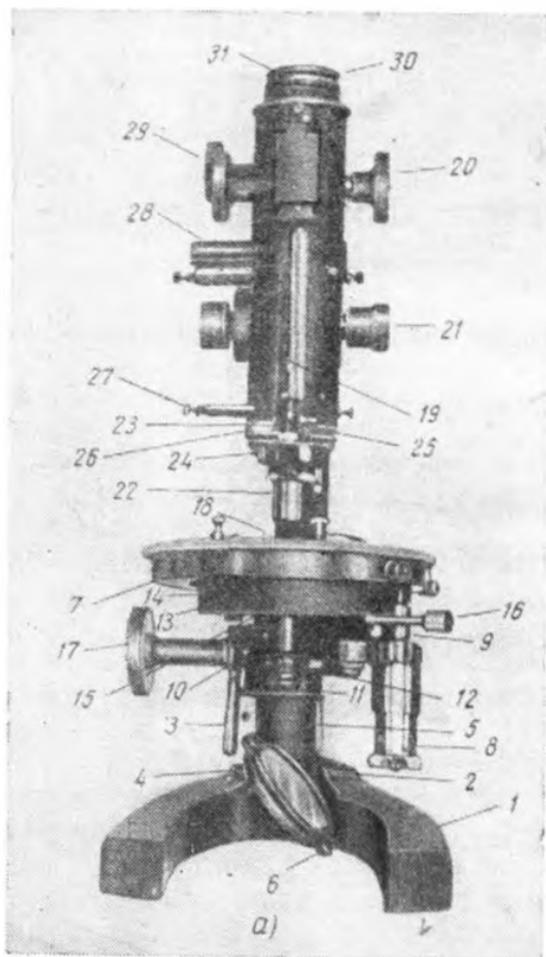
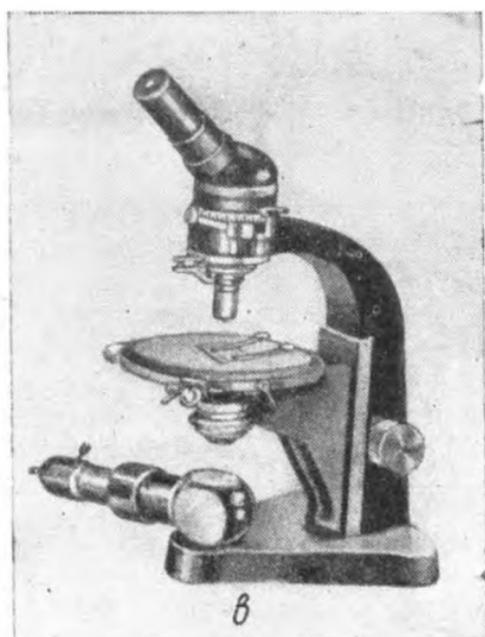
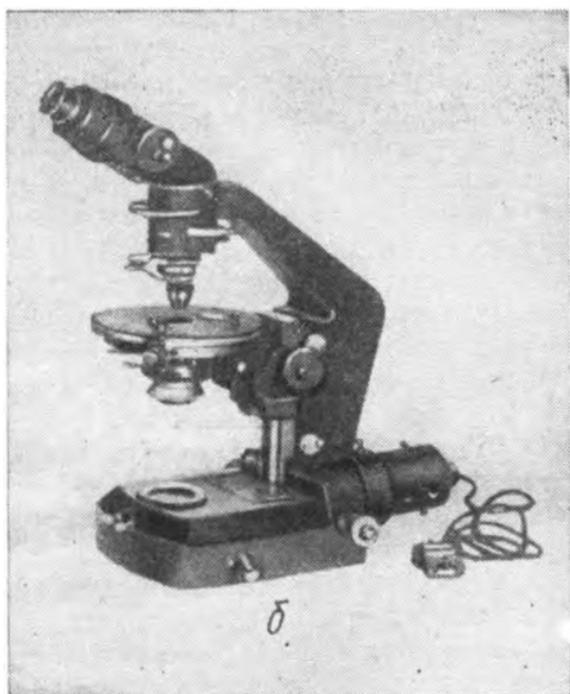


Рис. 1. Поляризационные микроскопы:
а — МП-3

отражающиеся от зеркала. Она состоит из конденсорной линзы и вращающегося нижнего николя — поляризатора, заключенного в металлическую обойму с ручкой (11). На обойму нанесены деления. Нулевое деление должно совпадать с риской на неподвижной части обоймы поляризатора и фиксировать его в определенном положении при



Продолжение рис. 1:
б — микроскоп модели МИН-8,
в — микроскоп фирмы E. Leitz

помощи зажимного винта (12). Назначение поляризатора преобразовывать обычный свет в поляризованный, колебания которого совершаются в одной плоскости.

Над поляризатором располагается диафрагма, предназначенная для уменьшения степени освещения поля зрения при выполнении определенных задач и получения строго параллельных лучей света. Положение диафрагмы изменяется вращением рычажка (13). Над диафрагмой помещается сменная конденсорная линза (14), которая служит для концентрации света. Еще одна линза — линза Лазо (15) — при помощи ручки (16) вводится в оптическую систему микроскопа при больших увеличениях. Вся эта система — николю, диафрагма и две линзы — вращением винта (17) может опускаться вниз для ослабления силы света и получения параллельного пучка лучей. В некоторых системах она отводится в сторону для устранения неисправностей и пыли.

В центре столика имеется съемный диск (18) с отверстием для прохождения света. Диск снимается при установке столика Федорова или счетного устройства.

Тубус — полая цилиндрическая трубка (19), подвижно скрепленная с рукояткой микроскопа. Винтом грубой наводки (20) осуществляется значительное перемещение тубуса вдоль оптической оси микроскопа. Винт точной наводки (21) дает возможность произвести окончательную фокусировку предмета, находящегося на предметном столике. На барабанчике этого винта нанесено 100 делений, каждое из которых соответствует перемещению тубуса на 0,01 мм.

В нижней части тубуса помещается объектив (22). К каждому микроскопу имеется целый набор объективов. Наиболее часто применяются объективы 8*, 20*, 40* или 60*, т. е. восьмикратное, двадцатикратное и так далее увеличения. Объектив 8* используется при общем предварительном обзоре шлифа. Объективы с большими увеличениями применяют для более детальных исследований. Объектив фиксируется при помощи зажимного приспособления — щипцов (23). В оправе объектива имеются центрировочные винты (24), с помощью которых его центрируют, т. е. совмещают ось объектива с осью микроскопа.

Выше объектива в тубусе имеется прямоугольный прорез (25), в который вставляются кварцевые клин или

пластинка. Прорез закрывается кольцевой шторкой (26). Над прорезом помещается верхний николь — анализатор (27). Он располагается в фигурной колодке и может быть введен в оптическую систему микроскопа и выведен.

Еще выше находится линза Бертрана (28), применяемая при исследованиях в сходящемся свете. Как и анализатор, линза Бертрана может быть включена и выключена. Эта линза имеет диафрагму, центрировочные винты и специальным винтом (29) может перемещаться вдоль оси микроскопа.

В отверстие в верхней части тубуса вставляются окуляры (30), имеющие различные увеличения. Имеются окуляры с нитяным крестом, микрометренной линейкой (окуляр-микрометр), с квадратной сеткой. В окуляре с нитяным крестом имеется штифт (31), который входит в прорез кромки тубуса. При этом окуляр ориентируется таким образом, что его вертикальная нить совпадает с плоскостью симметрии микроскопа и одновременно с плоскостью колебания волн, пропускаемых нижним никодем. Верхняя линза окуляра, заключенная в металлическую оправу, подвижна — вращается вокруг своей оси и одновременно перемещается в вертикальном направлении. Это необходимо для наводки на ясную видимость нитяного креста, окуляр-микрометра или сетки в соответствии со зрением исследователя.

Увеличение микроскопа равно произведению увеличения окуляра на увеличение объектива.

При каждом микроскопе имеется один или два ящичка для принадлежностей. В них помещаются наборы объективов, окуляров, центрировочные ключи, кварцевый клин, кварцевая пластинка. Для каждого предмета имеется свое место, в котором они и должны находиться, если не используются.

На рис. 1, б и 1, в показаны новейшие модели отечественного микроскопа МИН-8 и фирмы E. Leitz. В этих микроскопах в отличие от моделей МП-2 и МП-3 и некоторых других наклон тубуса постоянный, он неподвижен, а перемещается предметный столик, сохраняя горизонтальное положение. Это удобно для работы с иммерсионными препаратами. В то же время фиксированный тубус создает и определенные неудобства, так как исключает возможность изменения его положения для исследователей разного роста.

Оптическое устройство микроскопа довольно хрупкое, поэтому следует обращаться с ним весьма осторожно: нельзя резко вводить и выводить анализатор, линзы Лазо и Бертрана. При смене объективов и окуляров следует убирать их в ящик для принадлежностей. Не допускать касания внешних линз окуляра или объектива поверхности стола, не протирать линзы руками или бумагой, не касаться линз или зеркала пальцами во избежание замутнения поля зрения.

Прежде чем приступить к работе, следует проверить достаточно ли прочно удерживает зажимной винт (3) наклоняющуюся часть микроскопа. Ни в коем случае нельзя изменять наклон микроскопа при зажатом винте. Необходимо установить нет ли самопроизвольного опускания тубуса.

Для нормальной работы наклон микроскопа устанавливается в соответствии с ростом исследователя. В микроскоп смотрят одним (чаще левым) глазом. Тетрадь для записей и зарисовок должна быть справа от микроскопа. Последний должен быть установлен прямо перед исследователем, а освещенности поля зрения добиваются поворотами зеркала, но не микроскопа.

Микроскоп должен всегда содержаться в чистоте. Перед работой следует осмотреть микроскоп. Если он запачкался, то пыль с неметаллических частей удаляется фланцелевой тряпочкой.

Разборка частей микроскопа категорически запрещается.

Следует помнить, что при перемене объектива с малым увеличением на объектив с большим увеличением освещенность поля зрения снижается за счет уменьшения диаметра входной линзы. В этих случаях плоское зеркало сменяют на вогнутое или вводят линзу Лазо.

Фокусное расстояние объектива тем меньше, чем больше увеличение. Чтобы не раздавить шлиф и не испортить входную линзу при использовании объектива с увеличением 20*, а особенно 40* или 60*, наводку на фокус следует осуществлять осторожно, глядя сбоку под объектив насколько опущен тубус. Фокусное расстояние объектива с восьмикратным увеличением около 1 см, 20* — около 2 мм, а 40* и 60* — доли миллиметра.

При перерывах в работе микроскоп ставится в вертикальное положение и отодвигается на середину стола.

Не рекомендуется работать, напрягая зрение. Через определенные промежутки времени необходимо давать отдых глазам.

УСТАНОВКА И ПРОВЕРКА ГОТОВНОСТИ МИКРОСКОПА К РАБОТЕ

При подготовке микроскопа к работе необходимо подобрать нужные окуляр и объектив. Обычно работу начинают с объективом, имеющим восьмикратное увеличение. После этого следует убедиться, что линза Бертра-на, анализатор, линза Лазо и диафрагма поставлены в нерабочее положение. Поворотами зеркала в направлении источника света добиваются наиболее яркого и ровного освещения. Когда в поле зрения оказывается нить освещающей лампочки, отдельные участки поля освещены очень ярко. Это утомляет зрение. Поэтому зеркало поворачивают несколько в сторону.

Установка окуляра. Нити окулярного креста всегда должны быть отчетливо видны. Для того чтобы не портилось зрение и не утомлялся глаз, окуляр должен быть установлен в положении, наиболее благоприятном для зрения; нити видны без всякого напряжения. Для этого окуляр вынимается из микроскопа и направляется на лист белой бумаги. Вращая обойму верхней линзы, которая помещена в оправе окуляра, вдвигают или выдвигают ее, добиваясь наиболее ясной видимости нити.

Поскольку с одним микроскопом работают люди с разным зрением, то наводку на четкость видимости нитей проводит каждый исследователь.

Центрирование объективов. Объектив считается центрированным, если при вращении предметного столика на 360° точка, произвольно выбранная в шлифе (небольшое зерно, пылинка, пузырек), вращается в перекрестье нитей, не выходя за его пределы. Если точка не остается на месте, а уходит в сторону, описывая окружность, это значит, что имеет место эксцентриситет, т. е. оптическая ось объектива сдвинута в сторону по отношению к оптической оси микроскопа и не совпадает с ней. Оптическая ось микроскопа — воображаемая линия, которая проходит через пересечение нитей окуляра, центр входной линзы объектива и центр вращения предметного столика.

Центрировку осуществляют при помощи центрировочных ключей следующим образом.

Выбрав в шлифе ясно видимое небольшое зерно, двигают шлиф до совмещения зерна с пересечением нитей окуляра (положение A_0 , рис. 2). Затем вращают столик до тех пор, пока зерно не займет положения A_1 — диаметрально противоположного первому.

Вращая центрировочные винты центрировочными ключами, изменяют положение объектива так, чтобы видимое изображение зерна из точки A_1 переместилось в

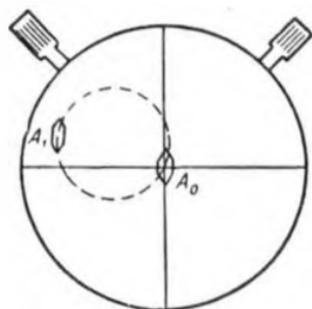


Рис. 2. Центрировка объектива при небольшом эксцентриситете

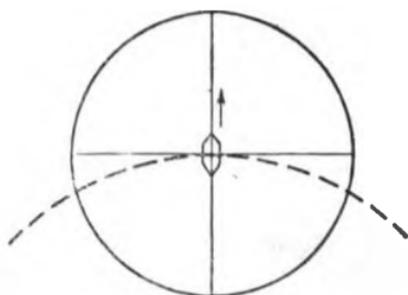


Рис. 3. Центрировка объектива при большом эксцентриситете

направлении точки A_0 на половину расстояния между ними. После этого руками передвигают шлиф до совмещения зерна с пересечением нитей.

Эксцентриситет почти никогда не ликвидируется после первой операции. При повторном вращении столика зерно описывает окружности меньшего диаметра. Это объясняется неточностью установки зерна в диаметрально противоположное положение и последующего перемещения объектива. Поэтому операцию повторяют в той же последовательности до тех пор, пока эксцентриситет полностью не ликвидируется.

Иногда эксцентриситет настолько велик, что в поле зрения зерно описывает не окружность, а только часть ее — дугу (рис. 3). Естественно, что при этом нельзя поставить зерно в диаметрально противоположное положение. В этом случае центрировочными ключами работают так, чтобы изображение зерна передвигалось в сторону от центра кривизны дуги (возвращая шлиф в исходное положение руками). Операцию повторяют до тех пор, пока при вращении столика зерно не начнет описывать

окружности, не выходящие из поля зрения. А затем производят центрирование как в первом случае.

При небольшом эксцентриситете удобен следующий прием. Вращая столик микроскопа, следят за движением зерен. Все они будут описывать концентрические окружности около некоторой неподвижной точки — центра вращения столика. Работая центрировочными ключами, добиваются совпадения этой точки с пересечением нитей (рис. 4, 5). Для уточнения операция повторяется.



Рис. 4. Выбор неподвижной точки

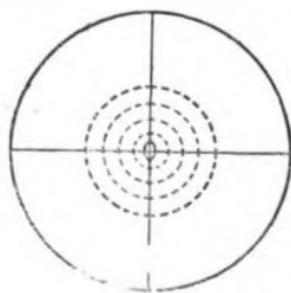


Рис. 5. Проверка центрировки

После окончания центрировки любым из указанных способов следует осторожно снять центрировочные ключи с винтов. Легкий их поворот нарушает центрировку. Центрировку приходится повторять каждый раз, как только появится эксцентриситет. При нормальной работе необходимость в этом возникает 1—2 раза в неделю. Поэтому, чтобы не отвлекаться от работы, нужно научиться центрировать за 2—3 мин.

Следует помнить, что центрировка необходима для каждого объектива в отдельности.

Проверка взаимной перпендикулярности окулярных нитей. Окулярные нити должны располагаться взаимно перпендикулярно и строго по диаметрам окуляра. Для проверки этого в шлифе породы выбирают минерал, обладающий ясно выраженной спайностью или правильными гранями. Передвигают шлиф так, чтобы трещины или грань были расположены параллельно одной из нитей с минимальным просветом между ними (рис. 6) и делают отсчет на лимбе столика против нуля нониуса. Затем вращают столик до совмещения спайности (или грани) с другой нитью (рис. 7) и делают второй отсчет. Разность

отсчетов должна равняться 90° . Если она отличается от 90° более чем на 1° , то эта неисправность устраняется специалистом. Однако прежде нужно убедиться в точности центрировки, так как эксцентриситет заметно искажает результаты измерений.

Вертикальная нить должна лежать точно в плоскости симметрии микроскопа.

Проверка взаимной перпендикулярности николей. Плоскости колебания волн, пропускаемых николями, всегда должны быть взаимно перпендикулярны. Для проверки николи ставятся в скрещенное положение. Если при этом поле зрения темное, то это соответствует требуемому

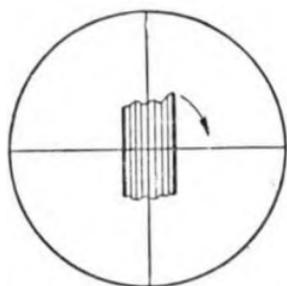


Рис. 6. Совмещение трещины спайности минерала с вертикальной осью

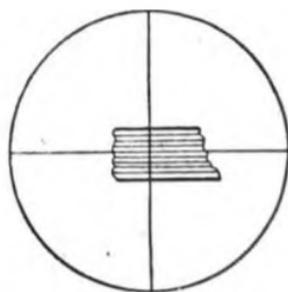


Рис. 7. Проверка взаимной перпендикулярности нитей

положению. Чтобы убедиться в правильности сделанного заключения, ослабляют винт, закрепляющий обойму нижнего николя, и за рукоятку слегка поворачивают николь влево и вправо. Если при этом наступает просветление поля зрения, то предыдущее положение соответствовало взаимной перпендикулярности николей.

Если при установке николей в скрещенное положение поле зрения светлое, то это говорит о том, что колебания волн в николях совершаются не по взаимно перпендикулярным направлениям. Тогда нижний николь поворачивают до максимума темноты. В редких случаях (при небрежном обращении с микроскопом) самопроизвольно поворачивается верхний николь. И при взаимной перпендикулярности николей их плоскости колебания волн будут расположены под некоторым углом к окулярным ни-

тям. В этом случае специалист устанавливает верхний николь в нормальное положение, а нижний николь ориентирует перпендикулярно к верхнему.

Определение направления колебаний, пропускаемых поляризатором. Плоскости колебания волн, пропускаемых николями, должны быть строго параллельны окулярным нитям. Колебания в одном из них (обычно в поляризаторе) должны совершаться в плоскости симметрии микроскопа, в другом — перпендикулярно к ней.

Для определения направления колебаний в нижнем николе используют шлиф породы, содержащей биотит или турмалин. Эти минералы обладают резко выраженным плеохроизмом — свойством изменять цвет при повороте столика микроскопа. Для биотита выбирают срез, в котором четко видна спайность, а для турмалина — длиннопризматические кристаллы (именно эти разрезы обладают ясным плеохроизмом).

Выбрав зерно, вращают предметный столик и наблюдают за изменением цвета минерала. Когда биотит приобретает наиболее интенсивную окраску, обращают внимание на то, параллельны ли трещины спайности какой-либо из нитей. Если параллельны, то в этом направлении располагается плоскость колебания волн, пропускаемых нижним николем. Если в момент появления наиболее густой окраски минерала трещины спайности образуют некоторый угол с нитью, то это говорит о непараллельности плоскости колебания волн одной из окулярных нитей. Этот дефект легко устраняется: перемещая шлиф на предметном столике, устанавливают трещины спайности параллельно нити и вращательным движением нижнего николя добиваются максимума плеохроизма.

Установка линз Лазо и Бертрана. Оптические оси линз Лазо и Бертрана должны совпадать с оптической осью микроскопа. Их эксцентриситет устанавливается по следующим признакам. Пересечение окулярных нитей при включенной линзе Бертрана располагается эксцентрично к освещенному полю зрения, а линза Лазо не совпадает с центром вращения предметного столика и своей металлической оправой затемняет поле зрения. В обоих случаях линзы имеют центрировочные винты, при помощи которых они устанавливаются в нормальное положение. Однако перед этим следует убедиться, нет ли большого эксцентриситета объектива.

РАБОТА С МИКРОСКОПОМ

Исследования при одном никеле

При одном никеле изучают форму зерен, спайность, цвет, относительный показатель преломления, явления плеохроизма и псевдоабсорбции.

Изучение формы зерен, спайности, замер углов между двумя системами спайности и между гранями. Для многих минералов форма зерен и наличие спайности являются легко наблюдаемыми диагностическими признаками, поэтому с их изучения и надо начинать определение минерала.

Поставив исследуемое зерно в центр поля зрения и убедившись в том, что микроскоп центрирован, устанавливают степень идиоморфизма минерала. При наличии всех граней минерал считается *идиоморфным* — правильно ограненным. Если часть ограничений минерала неправильна, он *гипидиоморфный* — полуправильный. И если у него нет ровных граней, он *ксеноморфный* — неправильный. Целесообразно зарисовать различные сечения минерала, чтобы получить объемное представление о его форме.

При изучении спайности устанавливают степень ее совершенства, так как спайность является диагностическим признаком, помогающим при определении минерала. Так, у кварца она отсутствует, у оливина — весьма несовершенная, у амфиболов, пироксенов — совершенная в двух направлениях и несовершенная — в третьем. У слюд спайность весьма совершенная в одном направлении и представляет собой систему параллельных непрерывных трещин, идущих через весь минерал. У подавляющего большинства минералов спайность наблюдается в виде прерывистых трещин.

Следует иметь в виду, что число наблюдаемых систем трещин спайности и их расположение может меняться в минерале в зависимости от сечения. Поэтому для ясного представления о числе и направлениях трещин спайности нельзя ограничиваться наблюдением одного зерна. Необходимо просмотреть весь шлиф и лишь по данным сопоставления облика многих зерен сделать окончательный вывод.

Для некоторых минералов углы между гранями и плоскостями спайности или между двумя системами плос-

костей спайности являются диагностическими. Для их замеров выбирают такой срез минерала, на котором спайность была бы перпендикулярна к плоскости шлифа. Это устанавливается по отсутствию смещения трещин при дефокусировке микроскопа. Затем совмещают одно из направлений трещин спайности (или грань минерала) с какой-либо окулярной нитью, например, с вертикальной, и делают отсчет на лимбе столика против нуля нониуса. Вращением столика с той же нитью совмещают другую систему плоскости спайности и делают второй отсчет. Если оба отсчета взяты по одну сторону от нуля лимба, то берут их разность, которая и будет отвечать искомому углу. Когда же один отсчет берется с одной стороны от нуля, а другой — с противоположной, то в этом случае из 360° вычитают отсчет, взятый влево от нуля и разницу суммируют с отсчетом от нуля вправо. Например: первый отсчет 346° , второй — 7° . $360^\circ - 346^\circ = 14^\circ$; $14^\circ + 7^\circ = 21^\circ$; 21° — замеренный угол.

У ряда минералов две системы трещин спайности пересекаются под определенным углом. Так, у амфиболов этот угол (на срезах, перпендикулярных спайности) равен 56° , а у пироксенов — 87° .

Таким же способом можно произвести замер углов между гранями. Эти углы будут отвечать истинным, если грани минерала перпендикулярны плоскости шлифа.

Определение цены деления окуляр-микрометра и размеров зерен. При описании шлифов всегда требуется указывать минимальные, максимальные и средние размеры зерен, а также (в случае сильно вытянутых кристаллов) давать отношение длины зерен к ширине. Поскольку при различных объективах размеры одного и того же зерна кажутся разными, необходимо знать цену деления окуляр-микрометра при данном объективе.

Окуляр-микрометр представляет собой шкалу в 100 делений, нанесенную на стеклянную пластинку, вставленную в окуляр.

Работу начинают с определения цены деления окуляр-микрометра при объективе, имеющем восьмикратное увеличение. С этой целью используют объект-микрометр — выгравированную на стекле, заключенную в плоскую металлическую пластинку, линейку размером в 1 мм. Линейка разбита на 100 делений. Цена деления объект-микрометра постоянна и равна 0,01 мм.

Располагают объект-микрометр на предметном столике так, чтобы одновременно были видны линейки окуляр- и объект-микрометров и чтобы их нулевые деления совпадали и представляли прямую линию (рис. 8). В этом положении вся линейка объект-микрометра (объектив 8*) находится в поле зрения и будет укладываться в часть линейки окуляр-микрометра. Считают, какому количеству делений окуляр-микрометра соответствует 100 делений объект-микрометра и составляют пропорцию. В нашем примере она будет иметь следующий вид:

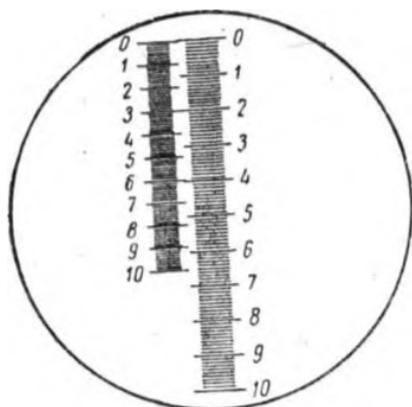


Рис. 8. Положение объект-микрометра при малом увеличении объектива

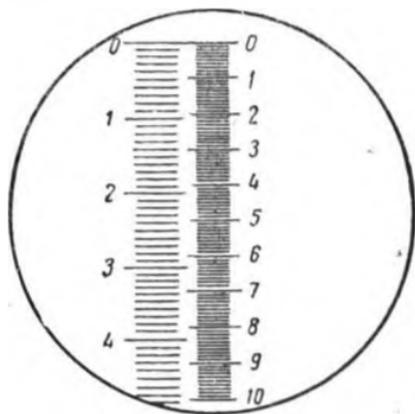


Рис. 9. Положение объект-микрометра при большом увеличении объектива

65 делений окуляр-микрометра = 100 делений объект-микрометра, 1 деление окуляр-микрометра = x делений объект-микрометра

$$x = \frac{100}{65} = 1,53.$$

Зная, что цена деления объект-микрометра равна 0,01 мм, умножаем:

$$1,53 \times 0,01 = 0,0153 \text{ мм (0,01 мм)}.$$

Это и есть цена деления окуляр-микрометра при объективе 8*.

При больших увеличениях объектива в поле зрения будет видна уже не вся линейка объект-микрометра, а только часть ее, однако и в этих случаях, составляя пропорцию, следует исходить из количества делений окуляр-

микрометра, приходящихся на n делений объект-микрометра (рис. 9):

100 делений окуляр-микрометра = 47 делений объект-микрометра.

1 деление окуляр-микрометра = x делений объект-микрометра;

$$x = \frac{47}{100} = 0,47, \quad 0,47 \times 0,01 = 0,0047 \text{ мм (0,005 мм)}.$$

Определив таким способом цену деления окуляр-микрометра для каждого используемого в работе объектива, составляют табличку, которая записывается в тетрадь или вкладывается в ящик с объективами.

Приступая к определению размеров зерен, нужно помнить, что для более или менее изометричных зерен делают один замер, для вытянутых — два: по длине и ширине.

Исследуемое зерно располагают так, чтобы его край совпал с первым делением линейки окуляр-микрометра. Считают, сколько делений занимает зерно. Умножив количество делений, занимаемых зерном на цену деления окуляр-микрометра при данном объективе, получают истинный размер зерна в миллиметрах.

При предварительном просмотре шлифа можно ограничиться приблизительным определением размеров зерен. Для этого нужно знать диаметр поля зрения при определенных объективе и окуляре. Так, при восьмикратных увеличениях окуляра и объектива диаметр поля зрения равен 1,8 мм, а половина — 0,9 мм.

Если зерно занимает какую-то часть поля зрения, то легко определить его размеры, сравнивая их с поперечником. Например, зерно укладывается в поле зрения шесть раз. Отсюда $1,8 : 6 = 0,3$ мм.

В том случае, когда размер зерна намного превышает диаметр поля зрения, то считают сколько раз само поле укладывается по длине измеряемого объекта.

Исследование включений. Включения и их характер дают представление об условиях кристаллизации несущего их минерала, от которого они отличаются размерами, формой, рельефом и цветом. Они могут быть представлены округлыми пузырьками, тонкими игольчатыми кристалликами и неправильными образованиями (при замещении). Пузырьки заполнены газом, жидкостью, иногда тем и другим вместе и даже с участием твердой фазы —

мельчайших кристалликов каких-либо минералов. Точная диагностика включений требует специальной методики. Поэтому при изучении под микроскопом ограничиваются описанием их формы и размеров, ориентировки по отношению к граням или спайности, количества, равномерности распределения в минерале и определением в первом приближении.

Так, игольчатые кристаллические включения могут принадлежать различным акцессорным минералам: циркону, апатиту, рутилу, ильмениту, магнетиту и др.

Высокодисперсные включения угля, глинистых минералов и т. п. понижают прозрачность или даже вызывают окраску минерала-носителя. Их легче распознавать в отраженном свете, при выведенном зеркале и освещении сбоку сверху. Глинистые минералы и цеолиты выглядят в этом случае белыми, углистые частицы — бархатисто-черными, частицы рудного минерала дают металлический блеск.

Определение относительного показателя преломления минерала. Различают несколько оптических явлений, позволяющих определять относительный показатель преломления минералов под микроскопом. К ним относятся: рельеф, шагреновая поверхность, полоска Бекке и дисперсионный эффект.

Рельеф. Изучая шлиф полиминеральной породы, видим, что одни минералы выглядят как бы приподнятыми, рельефными на фоне других. Другие, наоборот, кажутся опущенными, расположенными ниже. На самом деле толщина шлифа на небольшом отрезке, укладываемом в поле зрения, может считаться величиной постоянной и явление рельефа создается эффектом неодинакового преломления света на контакте двух минералов с различными показателями преломления. Чем больше отличается показатель преломления изучаемого зерна от канадского бальзама или соседнего зерна, тем оно выглядит рельефнее (рис. 10). Это явление может служить критерием для определения показателя преломления.

Рельеф называется положительным, если зерно кажется приподнятым, возвышающимся над другими или канадским бальзамом. Соответственно, его светопреломление будет выше.

Рельеф считается отрицательным, если на фоне канадского бальзама зерно выглядит опущенным, вда-

ленным. Его показатель преломления будет ниже канадского бальзама.

Явление рельефа лучше наблюдается при среднем (20*) увеличении объектива и при задиафрагмированном поле зрения.

Шагреновая поверхность. При изготовлении шлифа на поверхности минералов абразивом наносятся царапинки, образуются трещины, бугорки, ямки.

При малом увеличении и соответствующей яркой освещенности поля зрения эти неровности почти незаметны.

При больших увеличениях и задиафрагмированном поле зрения отчетливо видно, что поверхность некоторых минералов по своей структуре похожа на поверхность шагреновой кожи. Отсюда это явление получило название эффекта шагреновой поверхности. Чем резче выступает шагреновая поверхность, тем больше показатель преломления минерала отличается от канадского бальзама. У минералов, не имеющих шагреновой поверхности, показатель преломления близок к преломлению канадского бальзама. По величине рельефа и резкости шагреновой поверхности можно выделить несколько групп минералов (таб. 1).

Световая полоска Бекке. Данное явление дает возможность более точно, чем рельеф или шагреновая поверхность, определить относительный показатель преломления. Сущность заключается в том, что при дефокусировке на границе двух сред возникает узкая светлая световая полоска, передвигающаяся при поднятии тубуса в сторону среды с большим показателем преломления, а при опускании — в сторону среды с меньшим светопреломлением. Иначе говоря, эта полоска при дефокусировке перемещается на минерал или с минерала в зависимости от того больше или меньше показатель преломления данного минерала в сравнении с соседним или канадским бальзамом.



Рис. 10. Резкие контуры и шагреновая поверхность у минералов с высоким преломлением

Таблица 1

	Рельеф	Шагреневая поверхность	Минералы	Показатель преломления
1	Отрицательный, ясный*	Резкая	Опал, флюорит, содалит, нозеан, гаюин, лейцит	$n < 1,52$
+ 2	Отрицательный, слабый	Очень слабая	Ортоклаз, альбит, микроклин	$n < 1,54$
+ 3	Нет или очень слабый, положительный	Нет	Кварц, олигоклаз	$n \approx 1,54$
4	Положительный, слабый	Слабо выражена	Кордиерит	$n = 1,56 - 1,60$
+ 5	Положительный, слабый	Хорошо заметна	Андалузит, апатит, турмалин, роговая обманка	$n = 1,61 - 1,65$
+ 6	Положительный, резкий	Резкая	Оливин, пироксены	$n = 1,66 - 1,70$
+ 7	Положительный, очень резкий	Очень резкая	Эпидот, цоизит, гранат	$n = 1,71 - 1,73$
8	Положительный, чрезвычайно резкий	Чрезвычайно резкая	Сфен, циркон, рутил	$n > 1,75$

* Характер рельефа (положительный или отрицательный) уточняется после определения относительного показателя преломления по методу Бекке.

Перемещение полосы и сам эффект наблюдаются тем отчетливее, чем больше разница в показателях преломления граничных объектов. У минералов с показателем преломления, равным преломлению канадского бальзама, полоска Бекке не возникает.

Возникновение световой полосы объясняется явлениями преломления и полного внутреннего отражения лучей, падающих на поверхность соприкосновения двух

минералов или минерала и канадского бальзама в шлифе. Характерно, что отклонение лучей в сторону минерала с более высоким показателем преломления не зависит от угла и направления наклона поверхности контакта (рис. 11).

В случае *а* поток лучей, вступая в среду с более высоким преломлением, отклоняется к нормали, опущенной к поверхности раздела. В случае *б* лучи, выходя из среды с более высоким преломлением, удаляются от нормали. И в случае *в* лучи претерпевают полное внутреннее отражение и, как и в предыдущих случаях, отклоняются в

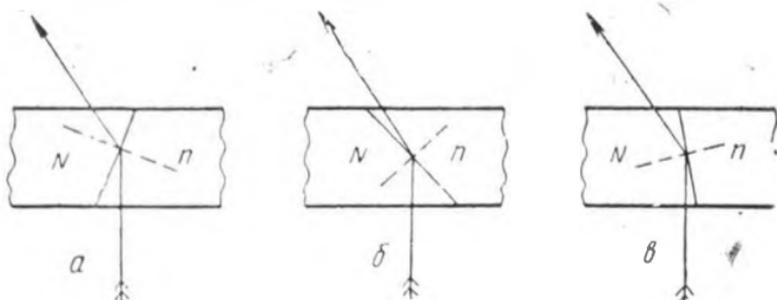


Рис. 11. Возникновение световой полоски

сторону среды с более высоким светопреломлением. Поэтому над краем минерала с большим показателем преломления концентрируется больше лучей, в результате чего и возникает световая полоска, повторяющая контуры минерала.

Полоска Бекке особенно четко видна на бесцветных минералах, показатель преломления которых отличается от канадского бальзама на небольшую величину. На окрашенных минералах она проявляется несколько хуже, но при небольшом навыке и в этом случае улавливается легко и быстро. Значительно хуже световая полоска наблюдается у минералов, обладающих показателем преломления, заметно отличающимся от преломления канадского бальзама, что объясняется более сильным рассеиванием света такими минералами. При этом ширина полоски больше, она менее четкая и быстрее перемещается при дефокусировке. У этих минералов параллельно световой располагается серая теневая полоска, повторяющая, как и первая, контуры зерна и перемещающаяся вместе с ней при изменении положения тубуса.

Дисперсионный эффект Лодочникова. В тонкозернистых и сложенных, главным образом, бесцветными минералами породах наблюдение полосы Бекке бывает весьма затруднительным. Поэтому для определения относительного показателя преломления В. Н. Лодочников предложил использовать цветовой эффект, возникающий на границе соприкасающихся разнопреломляющих минералов или минерала и канадского бальзама. Минерал, который имеет больший показатель преломления, окрашивается в слабый зеленоватый цвет, а минерал с меньшим преломлением — в золотисто-желтоватый. Наблюдение этого явления требует внимания и тренировки, но вполне оправдывает себя, так как значительно облегчает работу.

Псевдоабсорбция. Подавляющее большинство минералов, входящих в состав пород, являются оптически анизотропными. В разных направлениях они имеют различные показатели преломления. В связи с этим рельеф и шагреневая поверхность зависят от того, какой из показателей преломления совпадает с направлением колебаний света, пропускаемых поляризатором. У большинства минералов разница в преломлении по отдельным направлениям невелика, поэтому при вращении шлифа на предметном столике существенных изменений ни в рельефе, ни в шагреневой поверхности не наблюдается. Когда же в данном сечении зерна имеется большое различие в показателях преломления, то при вращении шлифа указанные оптические свойства резко изменяются. Так, у карбонатов, в сечении, параллельном оптической оси, и у слюд в разрезе, перпендикулярном спайности, в одном случае наблюдаются очень резкие рельеф и шагреневая поверхность, а при повороте на 90° эти явления исчезают. Первый случай соответствует совпадению наибольшего показателя преломления минерала с плоскостью колебаний в нижнем николе (рис. 12), второй — совпадению наименьшего показателя преломления. Для указанных групп минералов это явление, носящее название псевдоабсорбции, является хорошим диагностическим признаком.

Изучение окраски минерала и явление плеохроизма. Окраска минералов является важным диагностическим признаком. Несмотря на то, что минерал может быть окрашен в разных породах различно, у него есть какой-то чаще других встречающийся цвет, который является ос-

новным. Окраска минерала, обусловленная его внутренними свойствами, называется идиохроматической, а зависящая от примесей — аллохроматической.

Наиболее широко распространенными окрашенными минералами являются биотит, амфиболы, щелочные пироксены, турмалин, хлорит.

Многие цветные минералы обладают интересным свойством изменять окраску при вращении столика микроскопа. Это свойство векториально, связано с различием в преломлении по разным осям. Если разница между главными показателями преломления достаточно велика, изменение цвета — явление плеохроизма — выступает отчетливо, если разница несущественна — плеохроизма

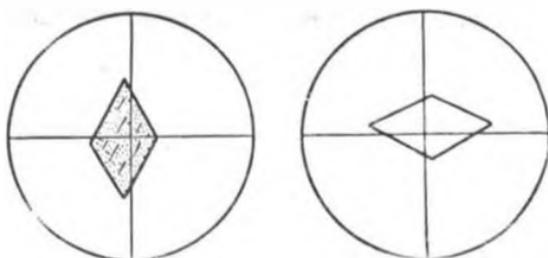


Рис. 12. Явление псевдоабсорбции

нет или он выражен очень слабо. В одном и том же минерале в зависимости от разреза интенсивность плеохроизма различна. А отдельные разрезы (перпендикулярные оптической оси) не обладают плеохроизмом.

Плеохроизм объясняется различным поглощением света определенной длины волны по разным направлениям, совпадающим с определенным показателем преломления. Поэтому мало установить наличие плеохроизма, необходимо выяснить, какому направлению соответствует та или иная окраска. Для оптически одноосных минералов определяются два таких направления: по N_o и N_e , для двуосных — три: по N_g , N_m и N_p .

Плеохроизм бывает трех видов: 1) с изменением цвета; 2) с изменением интенсивности окраски; 3) с изменением и цвета и его густоты.

Изотропные цветные минералы не обладают плеохроизмом.

Исследования при скрещенных николях

При скрещенных николях определяют наименование осей оптической индикатрисы в данном сечении, уточняют плеохроизм в определенных направлениях, определяют силу двупреломления, знак зоны, углы угасания, разность хода волн, изучают двойники, отличают изотропные минералы от анизотропных.

Оптическая индикатриса. Ясное представление об оптической индикатрисе, ее конфигурации и положении в минерале совершенно необходимо для решения практических задач при определении минерала под микроскопом.

Оптическая индикатриса — воображаемая фигура, которая строится на величинах показателей преломления, отложенных в направлении колебания электрического вектора соответствующей световой волны, перпендикулярном к направлению распространения той же волны. Этим оптическая индикатриса отличается от поверхности показателей преломления, у которой величины показателей преломления откладываются в направлении распространения световой волны. Следует помнить, что направление колебания электрического вектора принимается за направление колебания световой волны.

Такое построение имеет два крупных преимущества: во-первых, устанавливается связь между направлением световых колебаний и показателем преломления соответствующей волны, и, во-вторых, данная поверхность значительно проще поверхности преломления.

Индикатриса оптически одноосных кристаллов. Индикатрису оптически одноосного кристалла строят следующим образом. Берется сечение поверхности показателей преломления, представляющее собой окружность и эллипс (рис. 13), вписанный в нее (—) или описанный вокруг нее (+). В вертикальном направлении распространяется только одна световая волна, которая характеризуется показателем преломления n_o . По горизонтальному направлению распространяются две световые волны: одна — с тем же показателем преломления n_o , другая — с показателем преломления n_e . Если взять направление, перпендикулярное к оптической оси, то колебания необыкновенной световой волны будут происходить в вертикальной плоскости, т. е. в плоскости главного сечения кристалла. А колебания волн обыкновенных — в плоско-

сти, перпендикулярной к нему, т. е. в горизонтальной плоскости. Откладывая величину n_e в вертикальном, а величину n_o в горизонтальном направлении, получают две

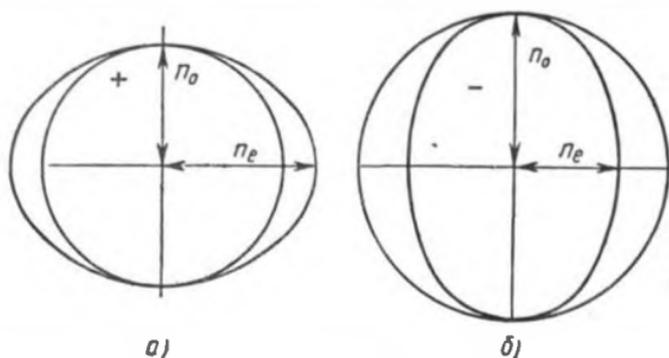


Рис. 13. Сечение поверхности показателей преломления одноосных минералов: а — положительного, б — отрицательного

полуоси эллипса, являющегося сечением индикатрисы, соответствующим выбранному сечению поверхности показателей преломления. А сама индикатриса в целом будет

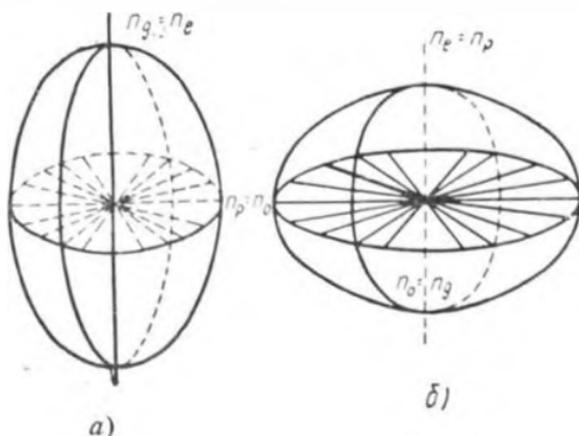


Рис. 14. Индикатрисы оптически одноосных кристаллов: а — положительного, б — отрицательного

представлять собой эллипсоид вращения (рис. 14), получающийся при вращении одной оси (n_e) вокруг перпендикулярной к ней другой оси (n_o). Ось вращения одновременно является оптической осью, т. е. направлением, в котором не происходит двойного светопреломления,

так как сечение индикатрисы для этого направления есть окружность. Отсюда и название минералов, имеющих подобную индикатрису, — оптически одноосные. Таким образом, индикатриса является пространственным изображением оптических свойств кристалла, связывающим два важных оптических свойства — показатель преломления и направление светового колебания той же волны.

Для того чтобы использовать индикатрису для определения показателей преломления кристалла и направления световых колебаний при заданном направлении распространения световой волны, следует поступить следующим образом. Проводят плоскость, перпендикулярную заданному направлению распространения света и пересекающую индикатрису по эллипсу (рис. 15).

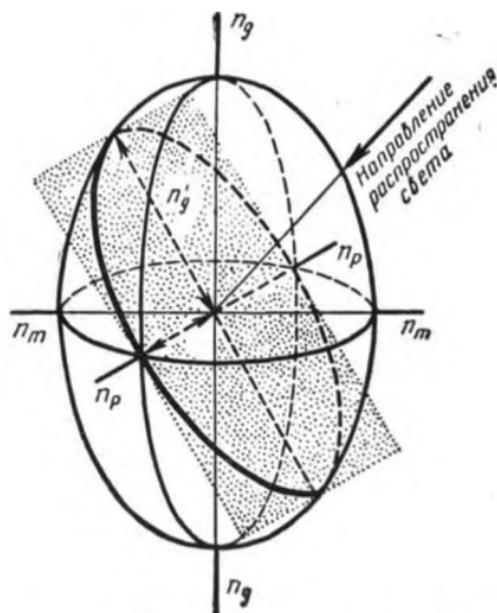


Рис. 15. Схема определения по индикатрисе оптических свойств кристаллов для заданного направления

распространения света. В соответствии с правилом построения индикатрисы направления световых колебаний будут совпадать с полуосями полученного эллипса. Показатели же преломления двух волн, распространяющихся в заданном направлении, будут отвечать величинам полуосей данного эллипса.

Существует два крайних направления распространения света: а) перпендикулярное к оптической оси и б) совпадающее с оптической осью. Любые другие направления по своим свойствам являются промежуточными.

Для первого направления полученный от пересечения эллипсоида эллипс имеет полуоси, равные n_e и n_o . Они характеризуют показатели преломления для других волн, распространяющихся перпендикулярно данному сечению,

и максимальную силу двойного светопреломления, равного $n_e - n_o$. В этом разрезе минерал обладает наивысшей интерференционной окраской при постоянстве толщины пластинки.

Для второго направления светового пучка, распространяющегося параллельно оптической оси, сечение эллипсоида будет представлять собой не эллипс, а окружность радиуса n_o . Окружность, как известно, имеет только один радиус, т. е. это сечение будет оптически изотропно. Иначе говоря, в разрезе, перпендикулярном оптической оси, одноосный минерал будет себя вести как оптически изотропный: не будет наблюдаться плеохроизм (если он плеохроичный), отсутствует псевдоабсорбция (если он обладает этим свойством), разность хода волн равна нулю, т. е. интерференционная окраска отсутствует. В то же время это сечение наиболее благоприятно для наблюдения интерференционной фигуры.

Следовательно, к элементам индикатрисы относятся: два показателя преломления с крайними величинами; бесчисленное множество показателей преломления с промежуточными значениями; оптическая ось, совпадающая в оптически положительных кристаллах с $n_e = n_g$, а в отрицательных с $n_e = n_p$; круговое сечение, перпендикулярное к оптической оси.

Индикатриса в виде эллипсоида вращения характерна только для кристаллов средних сингоний. Ее оптическая ось, являющаяся одновременно осью симметрии бесконечного порядка, совпадает в кристаллах с осью симметрии высшего наименования. Таким образом, положение индикатрисы в оптически одноосном кристалле всегда вполне определено: она совпадает с вертикальной кристаллографической осью (осью z).

Индикатриса оптически двуосных кристаллов. Построение индикатрисы для оптически двуосных кристаллов осуществляется по тому же принципу, что и для оптически одноосных: поверхность строится на основании трех главных показателей преломления, отложенных в направлении световых колебаний соответствующих световых волн и расположенных взаимно перпендикулярно. В результате получается не эллипсоид вращения, а трехосный эллипсоид, у которого имеются три главных координатных сечения: $n_g n_m$; $n_g n_p$ и $n_m n_p$. Координатные сечения поверхности показателей преломления оптически

двуосных минералов дают возможность построить ее в целом. Эти сечения имеют три различные формы (рис. 16, *а, в, д*): окружность радиуса n_g и эллипс с полуосями n_m и n_p ; окружность радиуса n_p и эллипс с полуосями n_g и n_m и окружность радиуса n_m и эллипс с полуосями n_g и n_p . Построенная по этим сечениям поверхность показателей преломления представлена на рис. 16, *ж*.

Соответствующие сечения индикатрисы строятся следующим образом. Для первого сечения: распространяющаяся в направлении, перпендикулярном к рисунку, волны характеризуются показателями преломления n_g и n_m (см. рис. 16, *а*). Ни та, ни другая волна не могут иметь световых колебаний, совершающихся в том же направлении, так как световые колебания поперечны. Следовательно, для построения соответствующей оси индикатрисы в вертикальном направлении должен быть отложен третий показатель преломления — n_p , так как только световые колебания волны с показателем преломления n_p могут совершаться в этом направлении. По тем же соображениям в горизонтальном направлении может быть отложен только показатель преломления n_m . Построенное таким образом сечение индикатрисы будет иметь вид эллипса с полуосями n_m и n_p (см. рис. 16, *б*). Используя два других сечения поверхности показателей преломления и применяя тот же принцип, получим соответствующие сечения индикатрисы также в виде эллипсов (см. рис. 16, *г, е*). На полученных трех главных сечениях можно построить всю индикатрису в виде трехосного эллипсоида (см. рис. 16, *з*). Такую индикатрису имеют кристаллы низших сингоний. В индикатрисе данного типа имеются два направления, в которых не наблюдается двойного светопреломления, т. е. две оптические оси. Отсюда и название кристаллов — оптически двуосные. Перпендикулярно к каждой оси располагается круговое сечение. Однако каждое из этих сечений не является совершенно изотропным, как у одноосных минералов, так как в направлении оптических осей двуосных кристаллов имеют место некоторые особые явления (дисперсия света, внутренняя и внешняя коническая рефракция), вследствие чего эти сечения имеют постоянную темно-серую интерференционную окраску.

Следовательно, главные элементы индикатрисы двуосных минералов следующие. Две оптические оси и

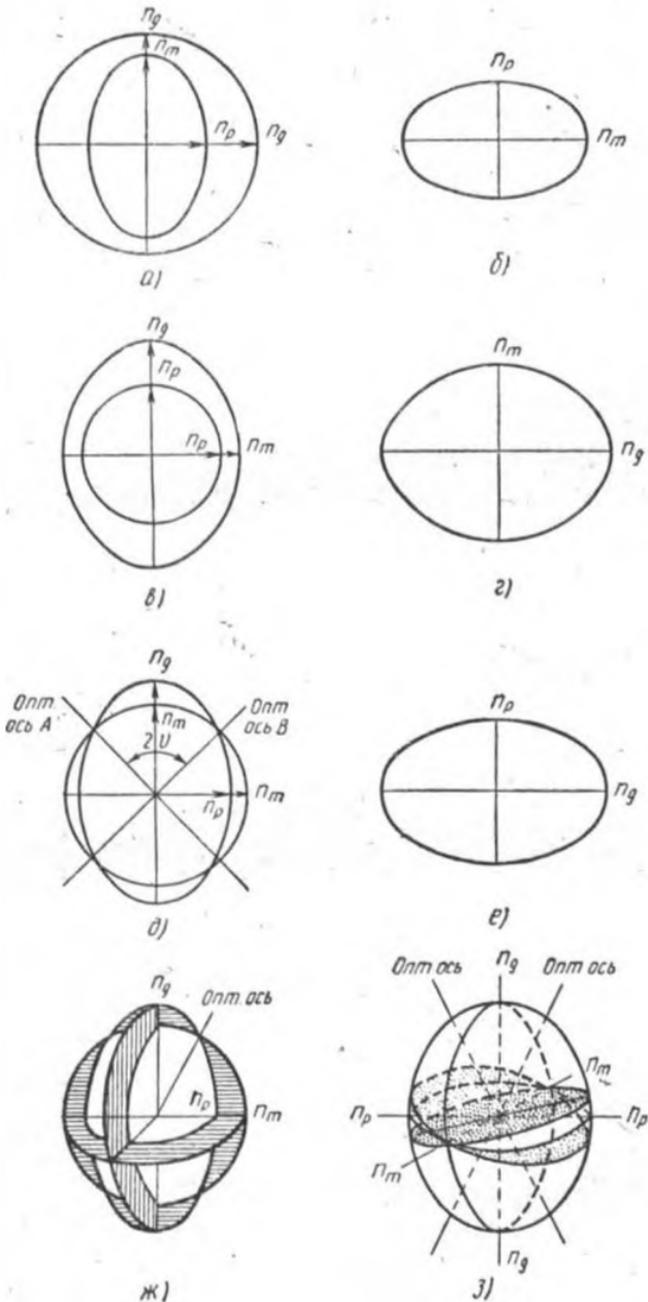


Рис. 16. Схема построения оптической индикатрисы и ее главных сечений по главным сечениям поверхности показателей преломления

два круговых сечения; три показателя преломления n_g , n_m , n_p , являющиеся координатными осями; три главных эллиптических сечения — $n_g - n_m$, $n_m - n_p$ и $n_g - n_p$. Сечение $n_g - n_p$ является плоскостью оптических осей; перпендикуляром к ней (нормалью) постоянно служит ось индикатрисы Nm . Две другие координатные оси являются биссектрисами углов между оптическими осями и соответственно называются биссектрисой острого угла (сокращенно, острой биссектрисой) и биссектрисой тупого угла (тупой биссектрисой). Они являются осями Ng и Np индикатрисы. Если острой биссектрисой является Ng (в этом случае $n_g - n_m > n_m - n_p$), кристалл условно считаться оптически положительным. Если острой биссектрисой является Np ($n_g - n_m < n_m - n_p$), то кристалл оптически отрицательный. Острый угол между оптическими осями называется углом $2v$.

Индикатриса оптически двусосных минералов имеет три взаимно перпендикулярные оси второго порядка, три плоскости симметрии и центр симметрии. Положение индикатрисы в каждом минерале постоянно. Так, в минералах ромбической сингонии оси индикатрисы как оси симметрии второго порядка всегда совпадают с кристаллографическими осями. Это определяет прямое угасание кристалла в трех главных сечениях.

В минералах моноклинной сингонии только одна ось индикатрисы совпадает с кристаллографической осью (II), так как ось II является осью симметрии второго порядка (имеется один разрез с прямым угасанием). А в кристаллах триклинной сингонии нет ни одного совпадения осей индикатрисы с кристаллографическими осями, так как у них нет каких-либо элементов симметрии, кроме центра (всегда косое угасание).

В кристаллах величины углов между осями индикатрисы и кристаллографическими осями (углы угасания) являются диагностическими константами и используются при определении минералов.

Поведение изотропных минералов при скрещенных николях. Все существующие минералы по отношению к поляризованному свету разделяются на две группы, ведущие себя при скрещенных николях неодинаково. Одни, как говорят, не реагируют на поляризованный свет — тела оптически изотропные, другие — реагируют — анизотропные.

Изотропными минералами являются те, оптические свойства которых одинаковы по всем направлениям. К ним относятся кристаллы кубической сингонии (гранаты, флюорит, галит и др.) и аморфные вещества (опал, стекло). Так как показатели преломления в таких телах во всех направлениях одинаковы, то их оптическая индикатриса имеет форму шара. Любое сечение данного шара плоскостью будет окружностью, все радиусы которой одинаковы. В связи с этим при скрещенных николях изотропный минерал постоянно остается темным. Это объясняется тем, что плоскополяризованная волна, выйдя из поляризатора, допустим, параллельно вертикальной нити, пройдет через изотропный минерал не изменив своих свойств, т. е. не получив разности хода и не испытав двупреломления. Направление колебаний не изменится. Поэтому в анализаторе, плоскость поляризации которого перпендикулярна нижнему николю, эти колебания будут погашены.

При вращении предметного столика с направлением колебаний, пропускаемых поляризатором, всегда будет совпадать один из диаметров кругового сечения изотропного минерала, поэтому он всегда будет оставаться темным.

Подобным же образом ведут себя анизотропные одноосные минералы в разрезах, перпендикулярных оптической оси.

Поведение анизотропных минералов при скрещенных николях. В отличие от изотропных оптически анизотропные (неравносвойственные) минералы при скрещенных николях и вращении предметного столика на 360° четыре раза темнеют и четыре раза просветляются. Сущность этого явления заключается в следующем. Как уже говорилось, индикатрисы оптически одноосных кристаллов представляют собой эллипсоид вращения, а индикатрисы кристаллов оптически двуосных — трехосный эллипсоид. Поэтому в общем случае их разрезы будут иметь форму эллипса, а не окружности, как у изотропных минералов.

Подобные эллипсы имеют наибольшую и наименьшую полуоси, соответствующие величинам показателей преломления. Поэтому плоскополяризованная световая волна, вышедшая из поляризатора в анизотропном минерале разделится на две волны со взаимно перпендикулярными направлениями колебаний (рис. 17) и с определенной

разностью хода (одна волна опережает другую вследствие различия в показателях преломления). С этой разностью хода волны входят в анализатор (изотропная воздушная среда между шлифом и анализатором не изме-

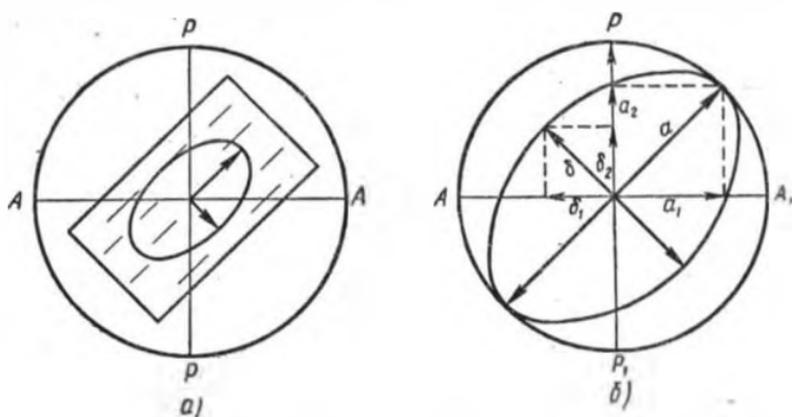


Рис. 17. Ход лучей в анизотропном минерале

няет ее), где по правилу параллелограмма каждая из них разложится на две составляющие. Для каждой волны одна составляющая будет параллельна плоскости колебаний, пропускаемых анализатором,

другая, перпендикулярна (рис. 17, б). Так как верхний николь пропускает только те световые волны, которые совершаются параллельно его плоскости, то составляющие a_2 и b_2 будут погашены, а составляющие a_1 и b_1 пройдут. При этом колебания, до этого совершавшиеся взаимно перпендикулярно, будут совмещены в одну плоскость, но как бы развернуты на 180° с разнонаправленными амплитудами. Происходит сложение (интерференция) волн,

которые смещены одна относительно другой на величину разности хода плюс полволны, добавляемой анализатором. В этот момент зерно просветлено и имеет определенную интерференционную окраску.

Если повернуть столик микроскопа (рис. 18), то наступит затемнение (момент угасания) зерна. В этом по-

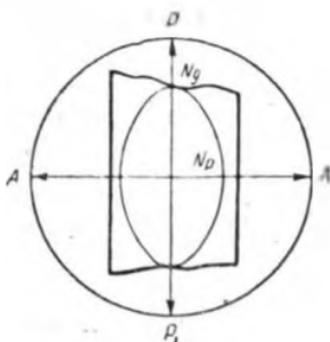


Рис. 18. Положение индикатрисы в момент угасания

ложении главные оси эллипса совпадут с направлением колебаний в николях, а одна из составляющих будет равна нулю. Поэтому световая волна в кристалле не разделится на две, а пройдет его без изменения, имея колебания, параллельные плоскости поляризатора. Анализатор не пропустит эти колебания и зерно будет темным, почти черным. Отсюда нетрудно понять, почему при вращении столика микроскопа зерно четыре раза погасает и четыре раза просветляется (рис. 19).

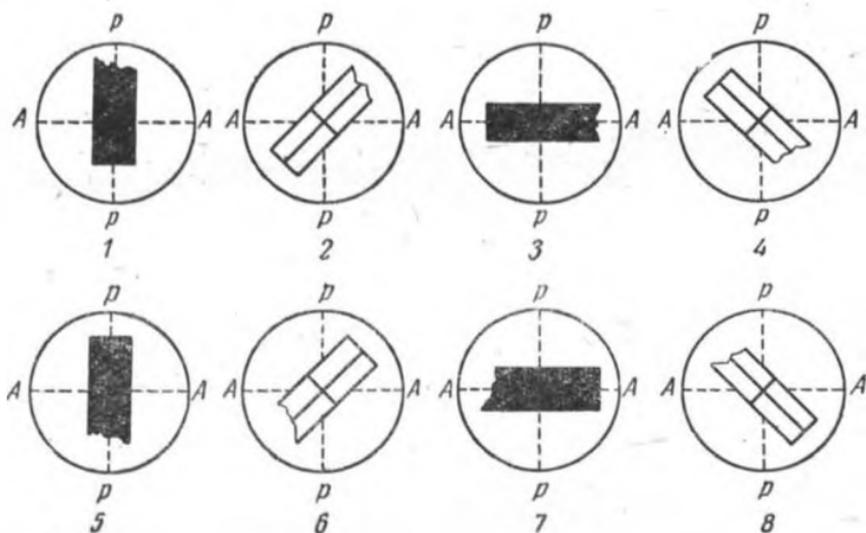


Рис. 19. Минерал с прямым угасанием в положении угасания (1, 3, 5, 7) и просветления (2, 4, 6, 8)

В момент просветления минералы приобретают интерференционную окраску, которая зависит от разности хода, обусловленной величиной двупреломления $n_g - n_p$ и толщиной шлифа.

Наивысшая интерференционная окраска при нормальной (0,03 мм) толщине шлифа будет наблюдаться в том случае, когда в плоскости шлифа располагаются наибольшая и наименьшая оси индикатрисы. Наоборот, самая низкая для данного минерала окраска имеет место в разрезе с наименьшей разницей в показателях преломления.

Существует некоторая периодичность в смене цветов интерференции, стоящая в прямой зависимости от величины разности хода. Это дает возможность выделить

несколько порядков «спектра интерференции» (номограмма Мишель — Леви, рис. 20).

Первый порядок начинается темной буровато-серой окраской (разность хода 0—200 мкм), постепенно переходящей в белую (260 мкм), желтую (320 мкм), оранжевую (420 мкм) и красную (540 мкм).

Второй порядок начинается фиолетовой окраской (580 мкм), которая переходит в синюю (660 мкм), зеленую (760 мкм), желтую (920 мкм) и, наконец, в красную (1040 мкм). В такой же последовательности сменяются окраски в третьем, четвертом и более высоких порядках.

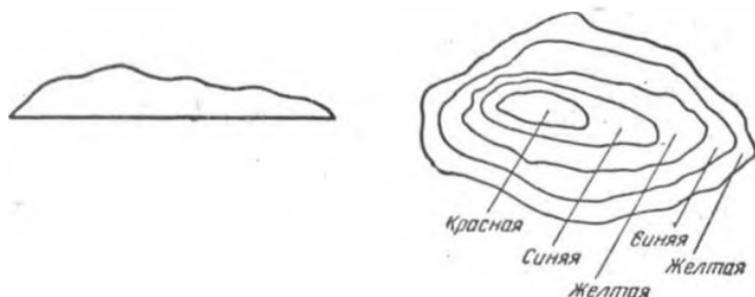


Рис. 21. Распределение интерференционной окраски в зависимости от толщины зерна

Каждый порядок (кроме первого) начинается фиолетовой и заканчивается красной окраской, но окраски порядков выше второго заметно бледнее.

Зависимость интерференционной окраски от толщины минерального зерна. Толщина шлифа и даже отдельных зерен неодинакова. Разница эта невелика и выражается в тысячных долях миллиметра, но она уже достаточна для того, чтобы оказать заметное влияние на разность хода волны. Поэтому под микроскопом можно видеть, что интерференционная окраска неодинакова в различных участках зерна. А при благоприятных условиях удастся заметить почти концентрическое расположение сменяющих друг друга окрасок. Особенно хорошо это видно на песчинке кварца, заклеенной в канадский бальзам. Ее самая толстая часть будет иметь наиболее высокую интерференционную окраску, а к краям (рис. 21) окраска понижается и в самой тонкой части будет наиболее низкая.

Считая с края чередование одинаковых цветов, можно грубо установить порядок интерференционной окраски в центре. Например: краевая зона зерна окрашена в желтый цвет, затем идет синяя, желтая, синяя, красная. Принимая первую желтую за желтую первого порядка, определяем красную в центральной части как красную третьего порядка.

Более точно порядок интерференционной окраски определяется при помощи компенсационных приборов (см. стр. 47).

Зависимость интерференционной окраски от ориентировки среза. В магматических породах одинаковая ориентировка оптических индикатрис, слагающих породу минералов, встречается довольно редко. В большинстве случаев минералы имеют самую разнообразную оптическую ориентировку, поэтому в шлифе, представляющем собой произвольный срез через породу, мы имеем дело с различными сечениями индикатрисы. Естественно, разности хода в этих сечениях будут неодинаковы и, как следствие, будет различной и интерференционная окраска даже у одного и того же минерала (в разных зернах).

Например, оптически одноосный кварц в шлифе нормальной толщины может быть светло-желтым, белым, разной интенсивности серым и даже черным.

Первый случай отвечает такому положению индикатрисы, когда в плоскости шлифа лежит ее оптическая ось (с ней совпадают колебания волны с наибольшим показателем преломления) и один из радиусов кругового сечения (наименьший показатель преломления). Это обуславливает максимальную разность хода и, соответственно, наивысшую интерференционную окраску.

Последний случай (зерно кварца черное и при вращении столика не просветляется) соответствует перпендикулярному положению оптической оси к срезу. Разность хода здесь будет равна нулю, интерференционной окраски быть не может.

И, наконец, белая и серые интерференционные окраски соответствуют промежуточным положениям ориентировки индикатрисы между вышеуказанными двумя крайними.

Для большей наглядности описанного положения следует отыскать в шлифе зерна кварца с различной интерференционной окраской (на моменте просветления!) и

найти соответствующие им сечения на модели индикатрисы.

Двуосные минералы обладают наивысшей интерференционной окраской, если в плоскости шлифа лежит плоскость оптических осей с наибольшим n_g и наименьшим n_p показателями преломления. В сечении, перпендикулярном одной из оптических осей, они не изотропны, как одноосные минералы в аналогичном срезе, а вследствие явлений дисперсии света и внутренней конической рефракции имеют темно-серую интерференционную окраску, которая не просветляется, но и не затемняется, оставаясь неизменной. При одном николе у плеохроирующих минералов в этом сечении плеохроизм не наблюдается.

Остальные разрезы двуосных минералов обладают промежуточными окрасками.

Зависимость интерференционной окраски от величины двойного светопреломления. Интерференционная окраска минерала зависит также и от его величины двупреломления: чем больше двупреломление, тем выше интерференционная окраска минерала.

Величина двойного светопреломления — α выражается разностью между наибольшим и наименьшим показателями преломления — $n_g - n_p$.

Для каждого минерала величина d является одной из основных оптических констант и определяется на срезах с наивысшей интерференционной окраской (разрезы, параллельные оптической оси одноосных и плоскости оптических осей двуосных минералов). Любые другие сечения имеют меньшую величину двупреломления $d' = n_g' - n_p'$ и, соответственно, обнаруживают более низкую интерференционную окраску.

В качестве примера указанной зависимости можно сравнить поведение кварца и кальцита, характеризующихся значительной разницей в величине d .

Для кварца $n_g = 1,55354$, $n_p = 1,54445$ *, а $d = 0,00909$. Поэтому в шлифах нормальной толщины при скрещенных николях он имеет интерференционную окраску не выше желтой первого порядка.

У кальцита $n_g = 1,6584$, $n_p = 1,4864$, $d = 0,1720$ и при той же толщине шлифа он обнаруживает очень высокую

* У кварца $n_g = n_e$, а $n_p = n_o$, у кальцита — наоборот.

интерференционную окраску, которая на первый взгляд может быть принята за белую первого порядка. И только при внимательном наблюдении можно различить в ней радужные оттенки, складывающиеся в перламутровую окраску.

У кальцита даже почти перпендикулярные к оптической оси срезы имеют яркие (желтые, красные, синие) оттенки первого и второго порядков.

Таким образом, кальцит в шлифе в зависимости от ориентировки среза может обладать широкой гаммой интерференционных окрасок, от низких до очень высоких порядков. У кварца гамма изменений интерференционной окраски при той же толщине шлифа более узкая, в пределах первого порядка, что зависит от величины d .

Сказанное относится и к другим минералам.

Собственная окраска минерала и интерференционная окраска. Определение интерференционной окраски бесцветных минералов обычно не вызывает затруднения. Иное дело у окрашенных минералов. Хотя их собственная окраска на высоту интерференционной окраски минерала не влияет (последняя определяется разностью хода, зависящей от толщины шлифа и величины двупреломления), но она загрязняет интерференционный спектр, просвечиваясь сквозь него, и мешает определению. Особенно ощутимо это сказывается на минералах, имеющих первый порядок интерференционной окраски. Даже в слабо окрашенных минералах собственный цвет маскирует белую или серую интерференционную окраску первого порядка. Зерно при скрещенных николях выглядит так же, как и при одном николе.

Особенную трудность для определения интерференционной окраски представляют интенсивно окрашенные минералы (биотит, щелочные амфиболы, щелочные пироксены, рутил и некоторые другие). Их собственная окраска сильно затушевывает интерференционную и в скрещенных николях они кажутся только еще более густо окрашенными, чем при одном николе.

Явление компенсации и компенсационные приборы. Выше уже говорилось о том, что, попадая в анизотропную среду (кристалл), плоскополяризованная волна разлагается на две волны. Эти волны распространяются в одном направлении, но с разными скоростями. Вследствие разной скорости между волнами возникает разность хода

Колебания этих двух волн совершаются во взаимно перпендикулярных плоскостях.

Если над минеральным зерном, имеющим определенную разность хода, расположить в нижнем прорезе тубуса анизотропную кристаллическую пластинку с такой же разностью хода и такой же оптической ориентировкой (совпадение одноименных осей индикатрисы), то, пройдя через две пластинки, световые волны приобретут вдвое большую разность хода.

Если теперь повернуть предметный столик вместе с находящимся на нем минералом на 90° , то совпадут разноименные оси индикатрисы и разность хода волн, возникшая в минерале, будет погашена или компенсирована разностью хода верхней пластинки. Разность хода волн, идущих в глаз наблюдателя, будет равна нулю, интерференционная окраска исчезнет и зерно будет черным или темно-серым.

Так как зерно может иметь различную толщину, то момент компенсации может наблюдаться только в какой-либо его части, а другие, имеющие иную толщину, и, следовательно, отличную разность хода, только понизят свою интерференционную окраску.

Таким образом, можно так сформулировать правило компенсации:

1. Суммарная разность хода двух анизотропных кристаллических пластинок, последовательно расположенных на пути светового пучка, зависит от их относительной оптической ориентировки.

2. При согласной ориентировке индикатрис в обеих пластинках конечная разность хода равна сумме разностей хода обеих пластинок. При этом интерференционная окраска повышается.

3. При несогласной ориентировке индикатрис (совпадении разноименных осей) суммарная разность хода равна разнице между разностями хода волн обеих пластинок. Интерференционная окраска минерала понижается.

Описанное явление компенсации применяется для определения наименования осей оптической индикатрисы в данном сечении. С этой целью используют специальные компенсационные приборы: кварцевую (гипсовую) пластинку, кварцевый клин и вращающийся компенсатор или, как его иначе называют по имени изобретателя, компенсатор Берека.

Кварцевая пластинка (рис. 22). Кварцевая пластинка представляет собой простейший компенсатор. Это тонкая плоскопараллельная пластинка, вырезанная из кристалла кварца параллельно его оптической оси. Ее толщина обуславливает красную (фиолетово-красную, малиновую) интерференционную окраску первого порядка. В этом легко убедиться, если вставить пластинку в прорез тубуса микроскопа при скрещенных николях. Разность хода, сообщаемая пластинкой, близка к 560 мкм. Пластинка вставлена в металлическую оправу с небольшой рукояткой и имеет определенную оптическую ориентировку: по длинной оси располагается N_p , по короткой — N_g индикатрисы.

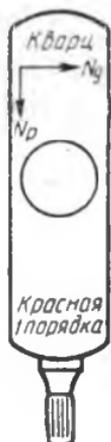


Рис. 22.
Кварцевая пластинка

Во избежание ошибки при определении данный компенсатор используется только при работе с низко двупреломляющими минералами, имеющими окраску в пределах первого порядка.

Полная компенсация при помощи этой пластинки получается как редкое совпадение одинаковых разностей хода в ней и минеральном зерне. Чаще наблюдается повышение или понижение интерференционной окраски, определяемое относительно красной первого порядка самой пластинки.

Примеры: 1. При вдвигании пластинки в прорез тубуса зерно приобрело синюю окраску. Относительно красной первого порядка пластинки это говорит о повышении окраски, что в свою очередь свидетельствует о согласном положении осей индикатрис в минерале и пластинке.

2. Допустим зерно получило желтую окраску. Для низко двупреломляющего минерала мы правильно определим это как понижение относительно красной окраски пластинки и сделаем правильный вывод о совпадении разноименных осей. А для минерала с высоким двупреломлением данный вывод может оказаться ошибочным, так как желтая окраска может принадлежать как первому порядку (понижение), так и более высокому (повышение!). Поэтому-то, как выше сказано, кварцевую пластинку можно применять только при работе с низко двупреломляющими минералами: кварцем, полевыми шпатами, фельдшпатами и некоторыми другими.

Кварцевый клин (рис. 23). Кварцевый клин представляет собой пластинку, вырезанную в форме клина из кристалла кварца параллельно оптической оси или под углом к ней и вставленную в металлическую оправу. Вдоль длинной оси оправы обычно располагается Np , а перпендикулярно к ней Ng индикатрисы кварца. Клин имеет три или четыре порядка интерференционной окраски, соответствующие по расположению порядкам окраски в номограмме Мишель — Леви. Это можно проследить при скрещенных николях, вдвигая клин в прорез тубуса тонким концом вперед. Направление тонкого конца обозначается на оправе острым углом треугольника.

Принцип работы с кварцевым клином заключается в следующем. Благодаря переменной толщине можно по-

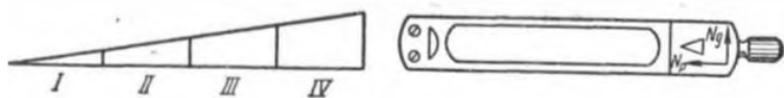


Рис. 23. Кварцевый клин

лучить полное совпадение разности хода клина с разностью хода минерала, что при несогласном положении осей индикатрис дает нам момент компенсации. Поэтому кварцевый клин в отличие от кварцевой (или гипсовой) пластинки может использоваться при работе как с низко-, так и с высокодвупреломляющими минералами.

Компенсатор Берека (рис. 24). Компенсатор Берека представляет собой пластинку кальцита, вырезанную перпендикулярно оптической оси и вставленную в кольцевую металлическую обойму. Обойма посредством оси, расположенной внутри металлической планки, соединяется с нарезным сектором, а тот через червячную передачу — с рукояткой барабанчика. Вдоль длинной оси планки ориентирована ось Np , перпендикулярно к ней — ось Ng индикатрисы.

При параллельном относительно оправы положении кальцитовой пластинки (обычно этому моменту соответствует установка 30 на барабанчике против нуля нониуса) сечение ее индикатрисы соответствует круговому и при скрещенных николях не дает разности хода. Однако стоит только слегка повернуть рукоятку барабанчика, как положение пластинки изменится. В проекции на горизон-

тальную плоскость ее сечение будет эллипсом с различными осями (показателями преломления), что вызовет разность хода и соответствующую интерференционную окраску. Чем больше наклон пластинки, тем больше разность хода и тем выше интерференционная окраска. Принцип использования вращающегося компенсатора сопоставим с таковым кварцевого клина. Большой толщине клина соответствует больший наклон кальцитовой пластинки. Однако если при помощи кварцевого клина можно получить момент компенсации один раз, то здесь два ра-

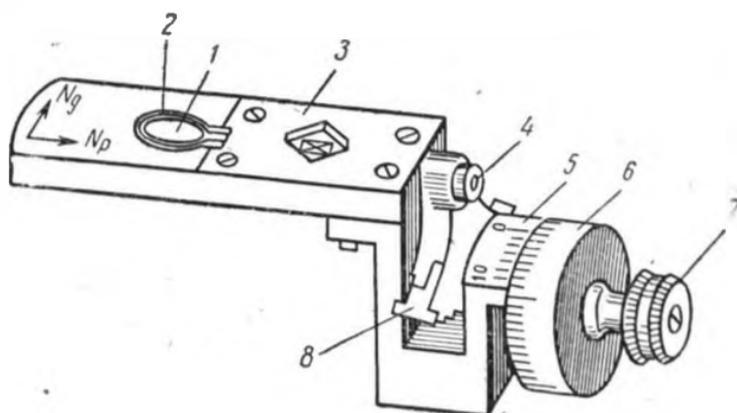


Рис. 24. Компенсатор Берекса:

- 1 — кальцитовая пластинка, 2 — кольцевая обойма, 3 — металлическая планка, 4 — ось, 5 — нониус, 6 — барабан с делениями, 7 — рукоятка для вращения, 8 — сектор с нарезкой

за: при вращении пластинки от себя и к себе. Кроме того, можно точно определить разность хода.

Точный способ определения разности хода. Для точного определения разности хода какого-либо минерала используется компенсатор Берекса. Исследуемое зерно вращением предметного столика ставится на затемнение, а затем (поворотом столика на 45°) устанавливается на максимум просветления. После этого в прорез тубуса вставляется компенсатор. Вводить и особенно выводить компенсатор можно только при нулевом положении (с нулем нониуса совпадает 30-е деление барабана).

Осторожно вращая барабанчик, наблюдают за изменением интерференционной окраски зерна. Если момент компенсации не наступает, то это значит, что имеет место согласное положение осей индикатрис минерала и ком-

пенсатора. Тогда столик поворачивают на 90° и при двух моментах компенсации снимают отсчеты на барабанчике против нуля нониуса.

Допустим, момент компенсации в одну сторону был при отсчете 14, в другую — при отсчете 46. Полуразность отсчетов в данном примере $46 - 14 = 32 : 2 = 16$; отыскивают на горизонтальной оси градуировочного графика (рис. 25), восстанавливают из этой точки перпендикуляр

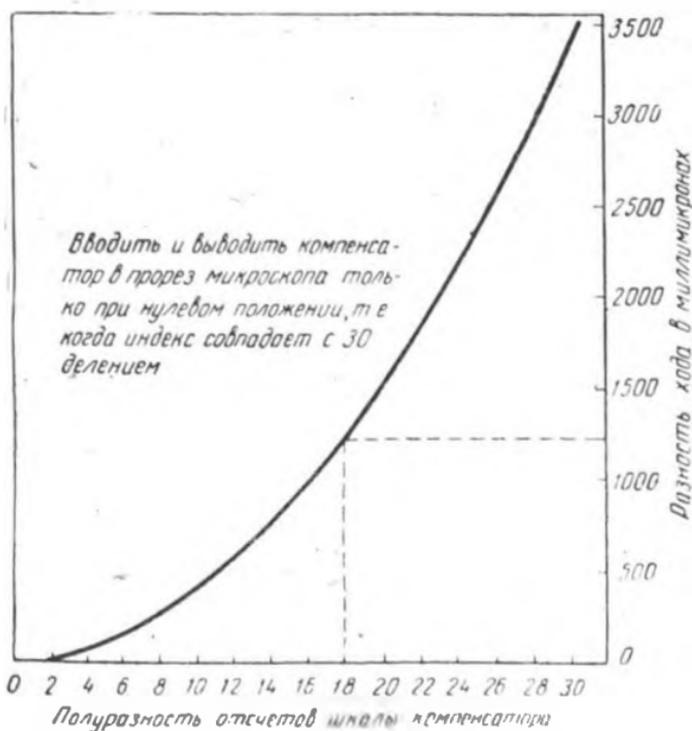


Рис. 25. Диаграмма для определения разности хода

до пересечения с кривой, а затем отсюда проводят горизонтальную линию до пересечения с вертикальной шкалой, на которой нанесены разности хода в миллимикронах, и читают отсчет. Этот отсчет и есть разность хода исследуемого минерала в данном сечении.

Определение порядка интерференционной окраски в данном сечении. Порядок интерференционной окраски минерала в данном сечении может быть определен при помощи кварцевого клина. Для этого исследуемое зерно

ставят на затемнение, поворачивают столик на 45° (максимум просветления) и, запомнив окраску зерна (допустим, желтая), вдвигают кварцевый клин до момента компенсации (если компенсации нет, столик поворачивают еще на 90°).

Правильность компенсации следует проверить. Для этого снимают шлиф со столика. Поле зрения в той части, где было расположено зерно, при правильно определенной компенсации, должно окраситься в желтый цвет, так как желтая окраска зерна может быть компенсирована желтой же клина, красная — красной, синяя — синей и т. д. Убедившись в правильности компенсации, медленно выдвигают клин из прореза и считают сколько еще раз в поле зрения появится желтая окраска. Если до конца клина она появится один раз, то компенсирована была желтая второго порядка (компенсированная +1), если два раза — третьего порядка (компенсированная +2) и т. д.

Ту же самую работу можно провести и при помощи компенсатора Берека.

Зависимость разности хода от толщины шлифа и величины двойного светопреломления в данном разрезе. Взаимоотношение разности хода, толщины шлифа и двупреломления математически выражается следующей формулой:

$$\Delta = h \cdot d,$$

где Δ — разность хода двух волн, возникающая при прохождении анизотропной среды. Она измеряется миллимикронами;

h — толщина шлифа в миллиметрах;

d — величина двойного светопреломления в данном сечении индикатрисы.

Из данного уравнения видно, что разность хода прямо пропорциональна толщине минерального зерна и величине двойного светопреломления $N_g - N_p$.

Уравнение позволяет определить один из его членов при наличии двух известных.

Например, определив разность хода в зерне кварца при помощи компенсатора Берека (допустим, она равна 280 *ммк*) и взяв за исходное его двупреломление, равное 0,009, получим толщину шлифа (смотри номограмму Мишель — Леви), равную 0,031 *мм*.

Можно решить и обратную задачу. Определив толщину шлифа по кварцу (взяв среднее по 5 отсчетам: по углам и в центре шлифа) и установив разность хода неизвестного минерала при помощи компенсатора Берека, можно узнать величину его двойного светопреломления.

Определение наименования осей оптической индикатрисы в данном срезе минерала. Для определения некоторых оптических констант минералов (угла угасания, схемы абсорбции, знака главной зоны) необходимо знать расположение осей оптической индикатрисы в данном срезе минерала. Для этого предварительно просматривают шлиф и, в соответствии с интерференционной окраской минерала, решают, какой компенсатор применить. Устанавливают зерно на затемнение, что отвечает совпадению осей индикатрисы с окулярными нитями, затем поворачивают столик на 45° по часовой стрелке или в обратном направлении. В этом положении одна ось (показатель преломления) индикатрисы будет ориентирована параллельно прорезу тубуса микроскопа, в который вставляется компенсатор, и, значит, параллельно его оси N_p , а другая — перпендикулярно к ней, т. е. параллельно оси N_g компенсатора.

При этом могут быть два случая, каждый из которых позволяет решить поставленную задачу. Первый случай — интерференционная окраска повысилась, следовательно, совпали одноименные оси (рис. 26). Этот вывод следует проверить. Для этого предметный столик поворачивают на 90° и наблюдают за интерференционной окраской зерна. Если она понизилась или наступил момент компенсации, то определение было правильным.

Второй случай — интерференционная окраска понизилась или компенсировалась. Вывод: совпали разноименные оси (рис. 27). Данный вывод также проверяется обратным действием.

Определение оптического характера главной зоны минерала (знака зоны или удлинения минерала). Кристаллы породообразующих минералов в большинстве случаев не изометричны, т. е. имеют явно выраженное неравенство сторон. Можно сказать, что они обладают длиной и шириной, иначе говоря, для них характерно удлинение в каком-то одном кристаллографическом направлении. У одних минералов это удлинение выражено не особенно четко, у других — яснее, у третьих — чрезвычайно резко.

Удлинение увязывается с направлением осей индикатрисы и является диагностическим признаком. Так, если с длинной стороной кристалла совпадает ось N_g , удлинение (знак главной зоны) минерала считается положительным, удлинение отрицательное, если с длинной стороной совпадает N_p .

Для определения знака зоны проводят работу, аналогичную описанной в предыдущем параграфе, т. е. определяют положение осей оптической индикатрисы в данном сечении. После этого выясняют, какая из осей индикатри-

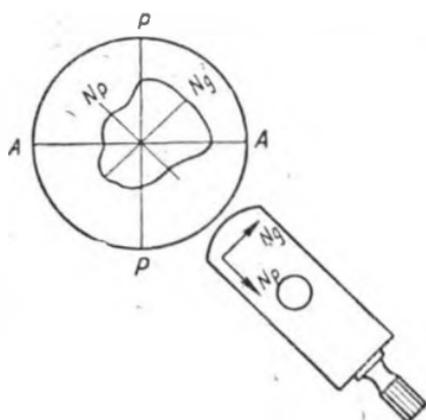


Рис. 26. Совпадение одноименных осей индикатрисы

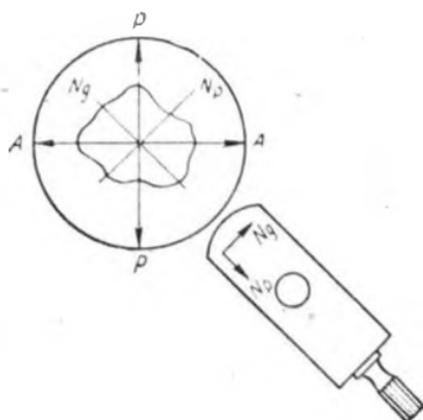


Рис. 27. Совпадение разноименных осей индикатрисы

сы совпадает с длиной и делают соответствующий вывод (рис. 28).

Иногда требуется определить удлинение у минералов вообще обладающих им, но в данном шлифе имеющих неправильные формы. В таких случаях положение осей индикатрисы ориентируется относительно трещин спайности (в разрезах с одной системой).

Удлинение определяется однозначно, когда угол между ближайшей осью и направлением удлинения не превышает 30° . Если угол больше 30° , удлинение считается нейтральным.

Иногда у одного и того же минерала с ясно выраженным удлинением на одних разрезах знак зоны положительный, а на других — отрицательный. Это может иметь место тогда, когда с удлинением совпадает ось N_m . В этих случаях удлинение считается неопределенным.

Угол угасания. Характер угасания отдельных минералов, их сростков и двойников. В кристаллах разных сингоний индикатриса по отношению к кристаллографиче-

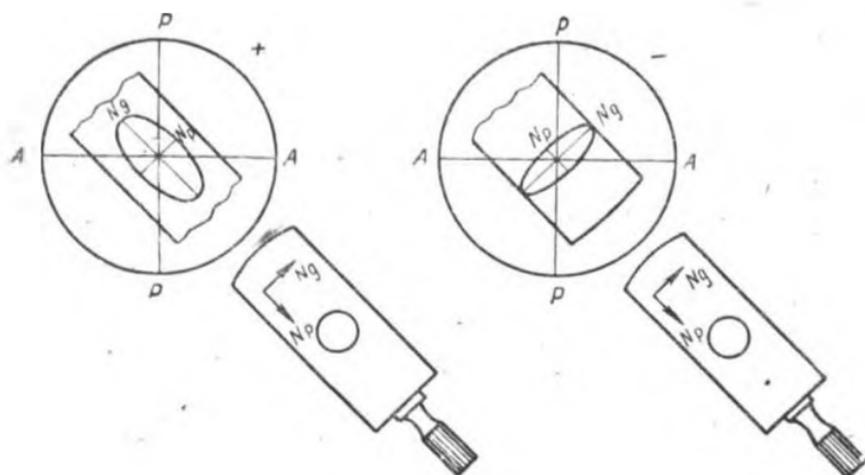


Рис. 28. Определение знака зоны

ским направлениям (спайность, грани, реже удлинение минерала) ориентирована различно.

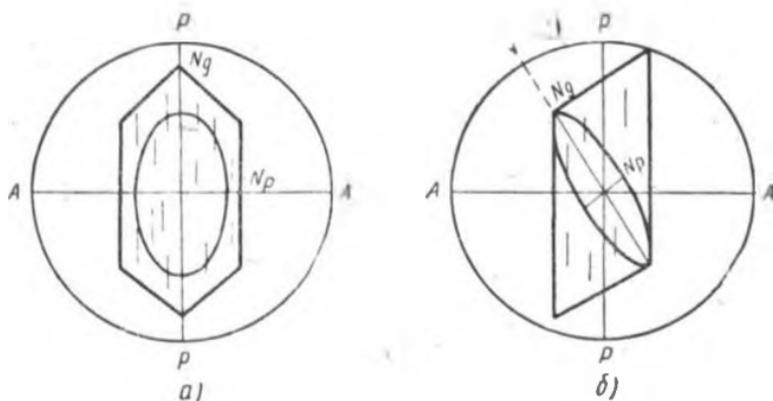


Рис. 29. Минералы с прямым (а) и косым (б) угасанием

В кристаллах минералов тетрагональной, гексагональной и тригональной сингоний (оптически одноосных) оптическая ось совпадает с осью симметрии высшего порядка. Поэтому в момент совмещения длинной грани с нитью окулярного креста кристалл в скрещенных николях будет

максимально темным и при повороте предметного столика в ту или иную сторону начнет просветляться (рис. 29, а). Такое угасание называют прямым (угол угасания равен нулю).

В минералах, кристаллизующихся в моноклинной сингонии, только одна ось, обычно Nm , совпадает с кристаллографической осью b . В соответствии с этим минералы этой сингонии имеют прямое погасание только в одной кристаллографической зоне. Для всех остальных разрезов характерно косое угасание (рис. 29, б).

В минералах, относящихся к триклинной сингонии, ни одна из осей индикатрисы не совпадает ни с одной кристаллографической осью. Поэтому триклинные минералы ни в каком разрезе не дают прямого угасания.

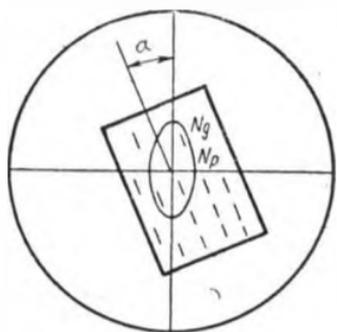


Рис. 30. Замер угла угасания

Углы угасания измеряются в градусах и являются признаком, помогающим в диагностике минералов. Для определения угла угасания необходимо знать ориентировку осей индикатрисы в данном сечении. По отношению к одной из осей (чаще других Ng в сече-

нии $NgNp$) и определяют данный угол.

Делают это следующим образом: с одной из нитей окулярного креста совмещают плоскость спайности или длинную грань минерала (предварительно выяснив положение осей индикатрисы), берут отсчет на лимбе столика. Затем столик вращают до ближайшего момента погасания и снимают второй отсчет. Разность отсчетов и есть искомый угол α (рис. 30). В зависимости от оси индикатрисы угол обозначается с: Ng или $b : Ng$ (могут быть и другие сочетания).

Косое угасание может быть симметричным (при равенстве отсчетов в обе стороны от кристаллографического направления) и асимметричным.

Определение характера угасания монокристаллов не представляет труда. Несколько сложнее это явление выглядит в минеральных агрегатах и закономерных сростках.

Начинающим полезно просмотреть примеры угасания, приведенные на рис. 31.

Характер угасания минеральных агрегатов помогает выяснить закономерности строения пород, их структуру.

Определение схемы плеохроизма (формулы абсорбции). Ранее указывалось, что некоторые цветные минералы обладают плеохроизмом. Особенности их светопоглощения тесно связаны с кристаллооптическими свойствами и являются диагностическим признаком. Обычно нет необходимости определять, с какой осью индикатрисы связана максимальная абсорбция, с какой минимальная. Достаточно указать наличие плеохроизма и пределы изме-

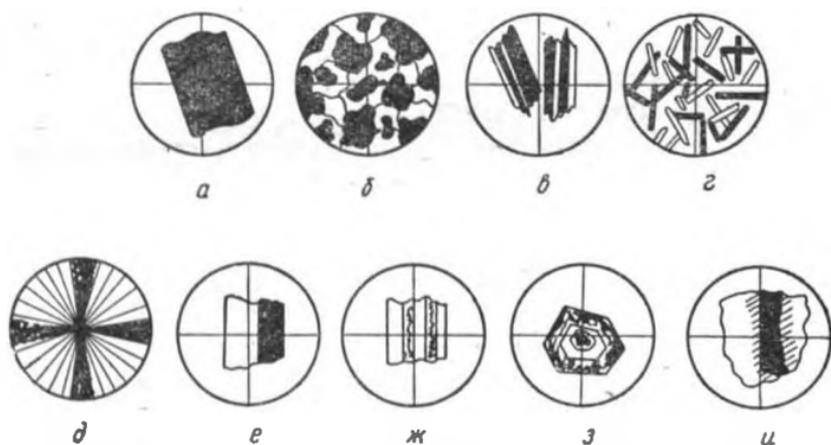


Рис. 31. Характер угасания минеральных агрегатов

нения окраски. При точных исследованиях увязка плеохроизма с осями индикатрисы помогает диагностике минерала.

Для этого определяется наименование осей оптической индикатрисы в данном сечении, а затем выясняется, какой из осей соответствует максимальное светопоглощение, какой — минимальное. Например, оптически одноосный минерал по N_e темно-коричневый, по N_o светло-коричневый. Его схема плеохроизма (формула абсорбции) будет: $N_e > N_o$.

Для оптически двуосных минералов схема плеохроизма увязывается с тремя осями. При этом используется несколько зерен одного минерала с различными интерференционными окрасками, т. е. разными ориентировками индикатрисы.

Следует помнить, что максимальная интерференционная окраска соответствует сечению $NgNp$. Плеохроизм по оси Nm лучше всего изучать на разрезе, перпендикулярном оптической оси. Допустим, нами определено, что максимальная абсорбция совпадает с осью Ng , средняя — с осью Nm и минимальная — с осью Np . Схема плеохроизма будет $Ng > Nm > Np$ или, в других случаях, $Ng < Nm \geq \geq Np$ и т. д.

Исследования в сходящемся свете

В сходящемся свете исследуется оптический эффект, который возникает при прохождении через кристалл концентрированного светового пучка. Этот эффект носит название *интерференционной фигуры*. Интерференционная фигура имеет различные формы и свойства в зависимости от оптической осиности минерала и сечения индикатрисы. Таким образом, в сходящемся свете можно определить осьность, оптический знак и (для двусных минералов) относительную величину угла между оптическими осями (угол $2v$).

Сходящийся свет получают двумя методами.

Метод Лазо. В оптическую систему микроскопа при скрещенных николях вводится линза Лазо. Увеличение объектива 40 или 60. Вынимается окуляр.

Метод Бертрانا. При скрещенных николях вводится линза Лазо. Увеличение объектива 20, 40 или 60. Вводится линза Бертрана. Окуляр не вынимается. При установке линзы Бертрана, когда исследуемое зерно небольшое и находится в окружении других минералов, линзу Бертрана диафрагмируют. Фигура получается крупнее, но более расплывчатой, чем при установке линзы Лазо.

Выбор зерна для определения осьности. Для определения осьности и оптического знака минерала очень важно правильно выбрать подходящий разрез.

Четкая интерференционная фигура получается на разрезах с наиболее низкой интерференционной окраской. Для одноосных минералов — это разрез, близкий к перпендикулярному к оптической оси или, еще лучше, изотропное сечение — разрез, перпендикулярный к оптической оси. Для двусных минералов — сечение, перпендикулярное биссектрисе острого угла ($2v$) или одной из оптических осей.

Выбор зерна производится при объективе с небольшим увеличением (8*, 9*), который при определении осности сменяется более сильным. Кроме интерференционной окраски, обращается внимание на размер зерна. Желательно, чтобы оно занимало не менее четверти поля зрения при большом (40*, 60*) увеличении объектива.

Предупреждение: интерференционная фигура может наблюдаться только при соблюдении совокупности следующих условий:

1. Тщательно отцентрированы два объектива: один, используемый при выборе подходящего разреза, другой, применяемый для исследования в сходящемся свете.

2. Плоскости световых колебаний, пропускаемых николями, должны быть взаимно перпендикулярны.

3. Осветительная система и вместе с ней линза Лазо должна занимать крайне верхнее положение.

4. Диафрагмы должны быть открыты.

5. Осуществлена точная наводка на фокус.

При наводке на фокус следует помнить, что объектив с большим увеличением имеет короткое фокусное расстояние. Чтобы не раздавить шлиф, необходимо, опуская тубус винтом грубой наводки, смотреть сбоку. Как только между входной линзой объектива и поверхностью шлифа останется незначительный просвет, наводку на резкость осуществляют винтом точной наводки, вращая его только на себя (вверх).

Поскольку входная линза объектива с большим увеличением имеет значительно меньший диаметр соответствующей линзы объектива, применявшегося для выбора разреза, то освещенность поля зрения при этом будет заметно хуже. Максимальное освещение должно быть установлено при малом увеличении и при большом увеличении положение зеркала изменять не следует.

Интерференционная фигура одноосных минералов.

Различные срезы одноосного минерала в сходящемся свете ведут себя неодинаково. В практике работы встречаются следующие случаи: а) срезы, перпендикулярные оптической оси; б) срезы, наклонные к оптической оси; в) срезы, параллельные оптической оси.

Срез, перпендикулярный оптической оси, представляет собой круговое (изотропное) сечение индикатрисы. В этом срезе при соблюдении всех указанных на стр. 55 условий, необходимых для осуществления

установки в сходящемся свете, наблюдается интерференционная фигура в виде черного креста (рис. 32).

При вращении предметного столика крест остается неподвижным. В центре его — выход оптической оси. Появление этой фигуры легко понять из приводимого рисунка 33. В тех участках интерференционной фигуры, где оси эллипсов (срезов индикатрисы) совпадают по направлению с плоскостями колебаний в николях (PP и AA), будет наблюдаться темнота (см. объяснение четырехкрат-



Рис. 32. Интерференционная фигура одноосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

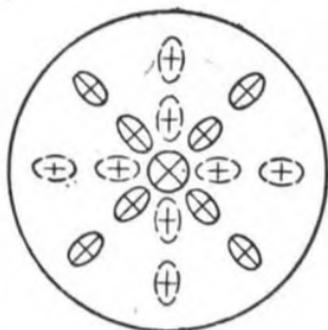


Рис. 33. Положение осей эллипсов в момент, соответствующий рис. 32

ного угасания, стр. 36). Вследствие этого участки вблизи обеих нитей окулярного креста будут темными.

В промежутках между «балками» креста оси эллипсов будут ориентированы косо, темноты здесь не будет. Это связано с ориентировкой направлений колебаний обыкновенной и необыкновенной волн в кристалле. Если через какой-либо кристалл оптически одноосного минерала пропустить пучок лучей, а затем спроектировать направления световых колебаний обыкновенных и необыкновенных волн, выходящих из кристалла, на сферическую поверхность, описанную вокруг кристалла, то проекции этих направлений на сферической поверхности — *скиодромы* — будут напоминать градусную сетку географических полушарий. При этом по «меридианам» спроектируются колебания необыкновенных, а по «широтам» — обыкновенных волн.

При взгляде в направлении оптической оси такая поверхность похожа на полярное полушарие (рис. 34). В направлении, перпендикулярном оптической оси, — на западное или восточное полушарие (рис. 35). Оптические свойства интерференционной фигуры в каждой ее точке как раз и определяются именно таким расположением плоскостей колебаний световых волн.

Интерференционная фигура минералов с низким дву- преломлением (кварц, нефелин) имеет расплывчатые кон- туры. Между «балками» в квадрантах видна лишь серая

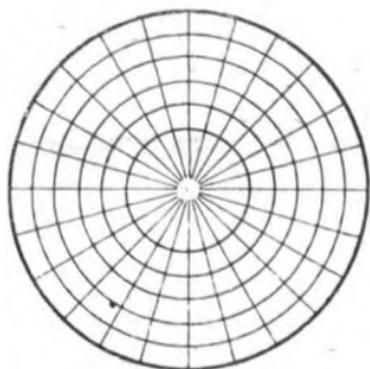


Рис. 34. Скиодрома одноосных минералов. Вид с «полюса»



Рис. 35. Скиодрома одноосных минералов. Вид с «экватора»

интерференционная окраска. А у минералов с большой величиной дву- преломления (кальцит, доломит, сидерит) фигура — крест — тонкая и четкая. В квадрантах распо- лагаются многочисленные цветные кольца.

Срезы, наклонные к оптической оси. В зависимости от угла наклона оптической оси к плос- кости шлифа фигура будет иметь форму креста, центр которого смещен в сторону по отношению к центру поля зрения микроскопа (небольшой угол наклона). При вра- щении предметного столика крест перемещается по кругу параллельно самому себе (рис. 36). Или (при большом наклоне) в поле зрения при вращении столика будут появляться «балки» креста, поочередно сменяющие друг друга: вертикальная — горизонтальная — верти- кальная — горизонтальная (рис. 37).

Срезы, параллельные оптической оси. Эти срезы имеют наивысшую для данного минерала интерференционную окраску. Фигура интерференции имеет форму широкого расплывчатого креста, который закрывает почти все поле зрения и при вращении столика мик-

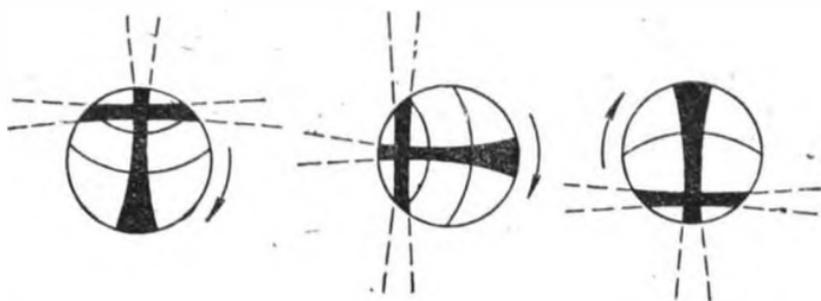


Рис. 36. Интерференционная фигура одноосного минерала при небольшом наклоне оптической оси к плоскости шлифа

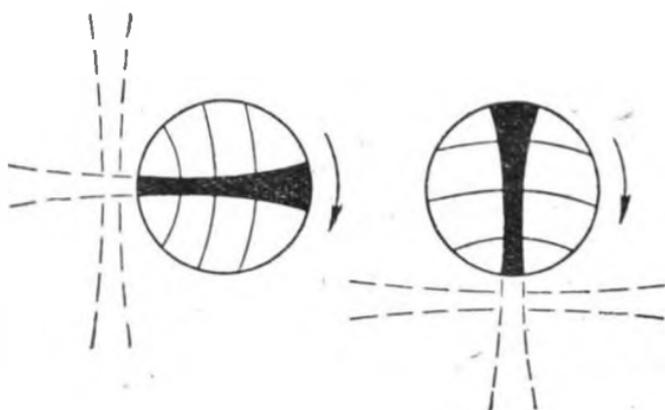


Рис. 37. Интерференционная фигура одноосного минерала при большом наклоне оптической оси к плоскости шлифа

роскопа разрывается на изогнутые балки, быстро уходящие за пределы поля зрения.

Во избежание ошибок в определении осности такими срезами лучше не пользоваться.

Определение оптического знака одноосных минералов на разрезах, перпендикулярных оптической оси. Удобнее всего определять оптический знак на разрезе, перпендикулярном оптической оси или близком к нему. Тогда в поле

зрения отчетливо видна вся интерференционная фигура. Для определения знака применяют кварцевую пластинку или кварцевый клин.

Определение оптического знака с помощью кварцевой пластинки. Оптический знак минерала может быть положительным или отрицательным. У оптически положительных минералов оси эллипсов (N_g и N_p) располагаются в промежутках между «балками» креста так, как это показано на рис. 38, а. Поэтому при движении кварцевой пластинки во втором и четвертом квадрантах поля зрения вследствие совпаде-

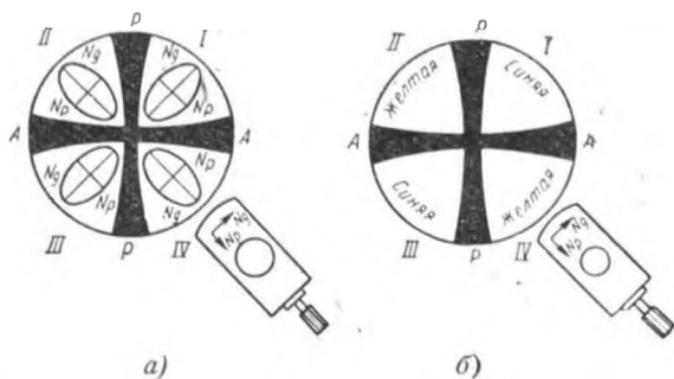


Рис. 38. Определение оптического знака с помощью кварцевой пластинки. Минерал оптически положительный

ния разноименных осей эллипсов минерала и пластинки интерференционная окраска понизится до желтой (рис. 38, б), а в первом и третьем квадрантах совпадут одноименные оси, окраска повысится до синей.

У минералов оптически отрицательных сечений индикатрисы будут ориентированы в направлении, противоположном предыдущему (рис. 39, а) и вследствие совпадения одноименных осей во втором и четвертом квадрантах окраска повысится до синей, а в первом и третьем — понизится до желтой (рис. 39, б).

Таким образом, если при вдвигании кварцевой пластинки второй и четвертый квадранты поля зрения окрасятся в желтый цвет, а первый и третий — в синий, минерал оптически положительный. При обратном расположении окрасок в квадрантах — минерал оптически отрицательный.

Определение оптического знака с помощью кварцевого клина. Кварцевый клин для определения знака применяется в тех случаях, когда вследствие высокого двупреломления минерала в поле зрения появляются изохроматические кольца и использо-

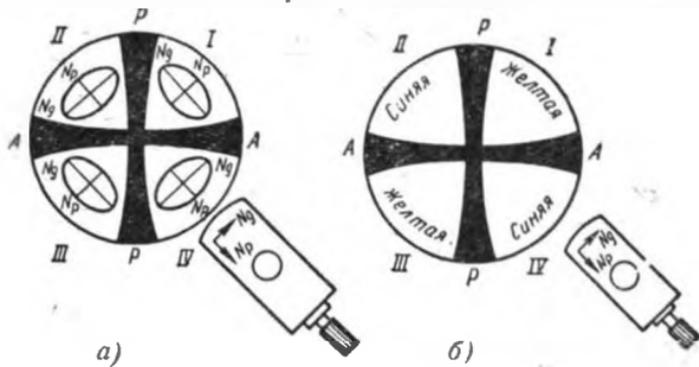


Рис. 39. Минерал оптически отрицательный

вать кварцевую пластинку неудобно, так как трудно заменить изменение интерференционной окраски.

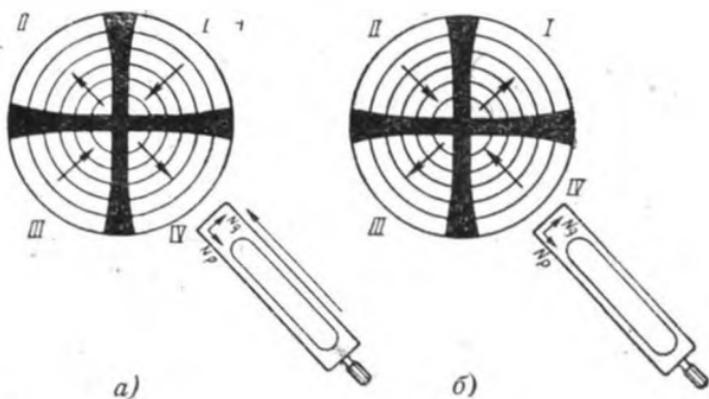


Рис. 40. Определение оптического знака кварцевым клином:
а — минерал положительный, б — минерал отрицательный

Если изохроматические кольца при движении кварцевого клина во втором и четвертом квадрантах будут расходиться от центра к периферии, а в первом и четвертом, будут сходиться от периферии к центру (рис. 40, а) — минерал оптически положительный.

Минерал будет оптически отрицательным, если направление движения изохроматических колец будет противоположным (рис. 40, б).

Определение оптического знака одноосных минералов на разрезах, наклонных к оптической оси. Определение знака на наклонных разрезах затруднено тем, что полной фигуры интерференции не видно. Нумерацию квадрантов в этом случае определяют по закономерному движению в поле зрения «балок» креста. Если вращать предметный столик в направлении движения часовой стрелки, то по-

Таблица 2

Направление движения «балки»	№ квадранта	Местонахождение центра креста	№ рисунков
Сверху — вниз	II	Справа — внизу	41, а
Справа — налево	I	Слева — внизу	41, б
Снизу — вверх	IV	Слева — вверх	41, в
Слева — направо	III	Справа — вверх	41, г

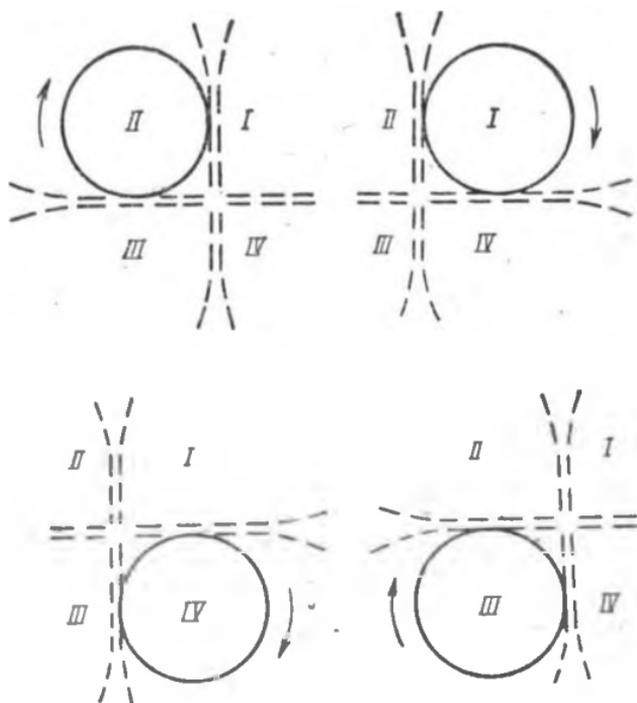


Рис. 41. Определение квадранта

ложение каждого квадранта определяется по таблице, приведенной ниже.

Лучше всего при наклонном сечении индикатрисы определять оптический знак, когда «балка» креста делит поле зрения таким образом, что вверху располагается первый квадрант, а внизу — четвертый (рис. 42). При вдвигании кварцевой пластинки квадранты окрасятся по-разному. В соответствии с расположением окрасок (стр. 59) делается вывод о знаке.

При использовании кварцевого клина в поле зрения следует располагать четвертый квадрант и по движению изохроматических колец судить о знаке.

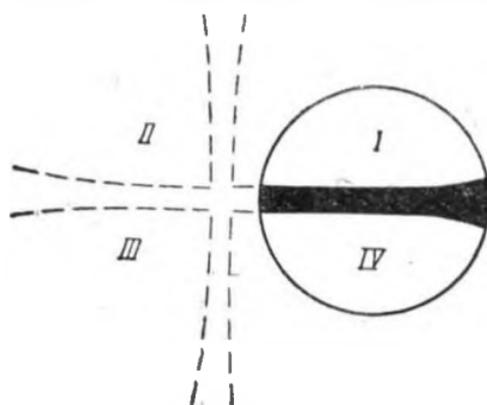


Рис. 42. Оптимальное положение «балки» при определении знака

Интерференционная фигура двуосных минералов. Интерференционная фигура двуосных минералов значительно отличается от фигуры одноосных минералов и в общем случае представляет собой изогнутую «балку» — *изогиру* (или ветвь гиперболы).

Различают четыре главных ориентированных среза через индикатрису, характеризующихся определенными свойствами и формой интерференционной фигуры: а) перпендикулярный биссектрисе острого угла; б) перпендикулярный одной из оптических осей; в) перпендикулярный биссектрисе тупого угла; г) параллельный плоскости оптических осей.

Разрез, перпендикулярный биссектрисе острого угла имеет схему распределения световых колебаний, изображенную на рис. 43. В соответствии с этим в тех местах, где оси эллипсов расположены параллельно колебаниям, пропускаемых николями (рис. 44), будет темнота с расплывчатыми границами (в результате небольшого наклона осей эллипсов, расположенных под небольшим углом к указанным направлениям) и в поле зрения будет крест (рис. 45), но форма его отличается от

креста одноосного минерала. При вращении предметного столика крест разрывается на две ветви, расходящиеся по диагонали. При повороте столика на 45° они расходятся на предельное расстояние, а затем снова сближаются и сходятся в центре. При продолжении вращения они расходятся уже в другую пару квадрантов.

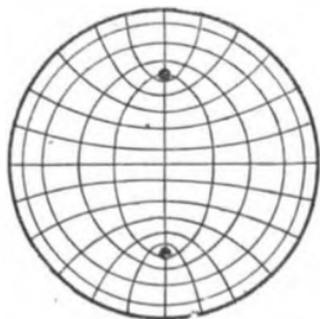


Рис. 43. Скидрома двuosного минерала. Разрез, перпендикулярный острой биссектрисе. Линии — направления колебания волн, точки — выходы оптических осей

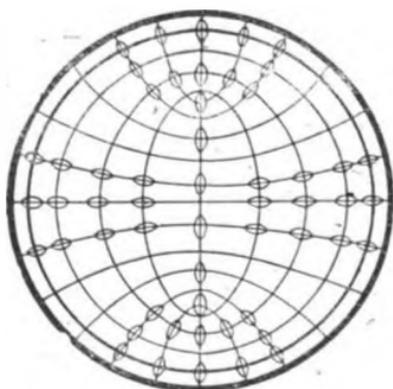


Рис. 44. Положение осей эллипсов двuosного минерала. Ветви гиперболы во втором и четвертом квадрантах



Рис. 45. Ложный «крест» двuosного минерала



Рис. 46. Скидрома двuosного минерала. Разрез, перпендикулярный одной из оптических осей

Интерференционная окраска такого разреза является промежуточной между срезом, параллельным плоскости оптических осей и срезом, перпендикулярным плоскости оптических осей.

Срез, перпендикулярный одной из оптических осей, будет определяться наклонным положением скиндромы, представленной на рис. 46. Одна из оптических осей в этот момент совпадает с осью микроскопа, а круговое сечение перпендикулярно к ней. Однако в скрещенных николях этот срез не будет полностью изотропным (стр. 32) подобно круговому сечению одноосных минералов. Поэтому в данном сечении и наблюдается некоторая анизотропия, выражающаяся в наличии темно-

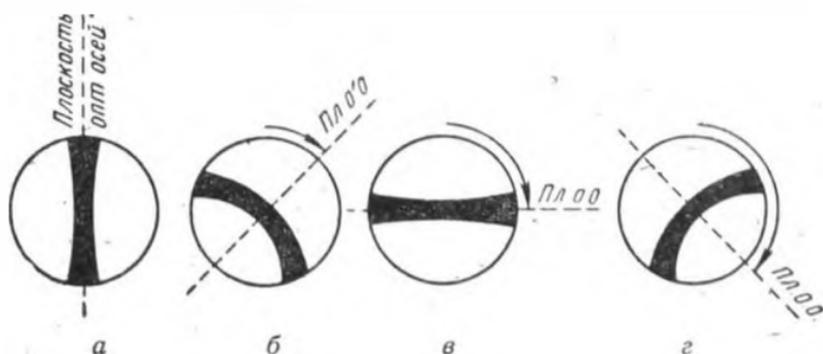


Рис. 47. Положение ветви гиперболы при вращении предметного столика

серой интерференционной окраски, которая при вращении столика не просветляется и не гаснет.

Согласно схеме распределения световых колебаний интерференционная фигура будет представлена одной ветвью гиперболы, вращающейся (при поворотах столика) вокруг центра поля зрения и принимающей то вид прямой «балки» (рис. 47, а, в), когда плоскость оптических осей совпадает с плоскостью световых колебаний, пропускаемых одним из николей, то вид изогнутой дуги (рис. 47, б, г), обращенной выпуклостью в сторону биссектрисы острого угла. При полном обороте столика микроскопа ветвь гиперболы два раза займет вертикальное положение, два раза — горизонтальное и четыре раза будет иметь форму дуги (по разу в каждом квадранте).

Срез, перпендикулярный биссектрисе тупого угла. Световые колебания будут ориентирова-

ны так, как это показано на рис. 48. От разреза, перпендикулярного острой биссектрисе, этот срез отличается более высокой интерференционной окраской и большим углом оптических осей (больше 90°), в результате чего при вращении столика микроскопа ветви гиперболы очень быстро уходят из поля зрения. Определение оптического знака в данном разрезе будет прямо противоположным другим разрезам. Поэтому для выяснения характера оптического знака его не используют.

Срез, параллельный плоскости оптических осей. Положение скиндромы, характерное для



Рис. 48. Разрез скиндромы двуосного минерала, перпендикулярный тупой биссектрисе



Рис. 49. Разрез скиндромы двуосного минерала, параллельный плоскости оптических осей

этого среза, изображено на рис. 49. Как следует из этого рисунка, оптические оси лежат в плоскости шлифа. Интерференционная окраска зерна будет наивысшей в сравнении с любым другим разрезом. Вследствие указанных причин данный срез для определения осности и знака не используется.

Определение оптического знака двуосных минералов.

Для определения оптического знака зерно по интерференционной окраске выбирают так, чтобы получить разрез, перпендикулярный острой биссектрисе или одной из оптических осей. В этих случаях в сходящемся свете, как известно, будут две или одна ветви гиперболы. Если в поле зрения наблюдаются две гиперболы (рис. 50), то, вращая столик, располагают их во втором и четвертом квадрантах (если одна — то или во втором, или в четвертом).

В этот момент оси индикатрисы минерала располагаются следующим образом: а) биссектриса острого угла совпадает с оптической осью микроскопа; б) оптические оси выходят в местах перегиба изогипр; через них проходит плоскость оптических осей, с ней совмещается тупая биссектриса; в) оптическая нормаль Nm перпендикулярна плоскости оптических осей.

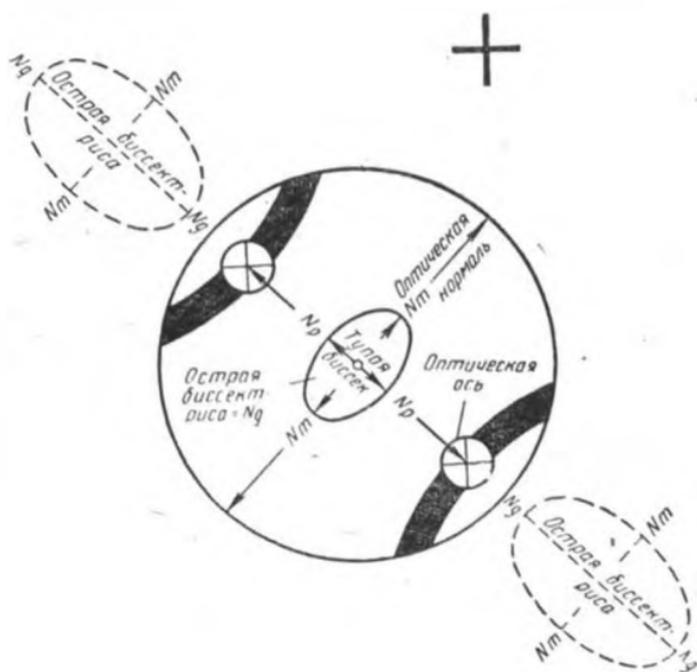


Рис. 50. Положение индикатрисы в оптически положительном минерале

В зависимости от того, какая ось является острой биссектрисой, при введении компенсатора (кварцевой пластинки) будет вполне определенный оптический эффект.

Если острая биссектриса Ng , то в пространстве между гиперболами положение эллипса будет как на рис. 50. Он будет вытянут по оси Nm , с осью Np компенсатора совпадет ось Np индикатрисы минерала. Окраска повысится до синей, а внутри гипербол понизится до желтой (рис. 51). Минерал оптически положительный.

В том случае, когда острой биссектрисой является ось Np , то между гиперболами эллипс расположится длинной

осью (N_g) параллельно движению конденсатора (рис. 52), произойдет понижение окраски до желтой, а внутри гипербол — повышение до синей (рис. 53). Минерал оптически отрицательный.

При определении оптического знака с помощью кварцевого клина изохроматические кольца расходятся в направлениях, показанных на рис. 54.

Определение дисперсии оптических осей двuosных минералов.
В некоторых анизо-

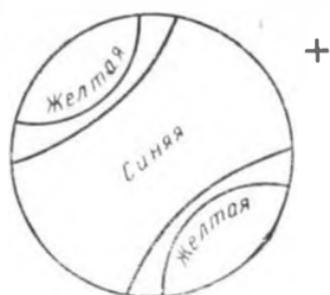


Рис. 51. Определение оптического знака двuosных минералов кварцевой пластинкой. Минерал положительный

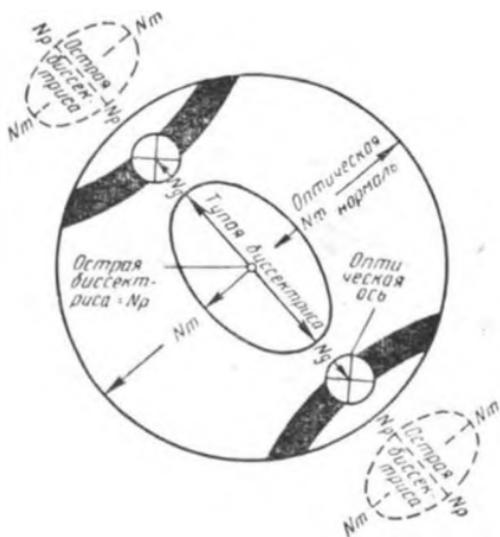


Рис. 52. Положение индикатрисы в оптически отрицательном минерале

тропных минералах световые волны разной длины распространяются с различной скоростью. В связи с этим показатели преломления, например, для красного цвета, отличаются от показателей преломления (n_g, n_m, n_p) синего, фиолетового или другого цвета. Это явление называется *дисперсией*. В кристаллооптике различают дисперсию двупреломления (вызывает «аномальные» интерференционные окраски), дисперсию погасания (отсутствует полное погасание зерна и оно приобретает

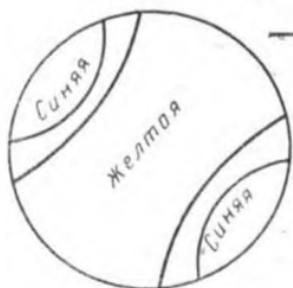


Рис. 53. Определение оптического знака двuosных минералов кварцевой пластинкой. Минерал отрицательный

синева-серые или красновато-бурые окраски) и дисперсию оптических осей.

Дисперсия оптических осей заключается в том, что угол оптических осей различен для световых волн разной длины. В одних случаях он больше для красного света, в других — для синего. Это явление наблюдается в сходящемся свете без кварцевой пластинки, когда видна одна или две ветви гиперболы.

Если при обычном освещении на выпуклой стороне темной гиперболы видна узкая каемка красноватого оттенка, а на вогнутой — синева, это значит, что угол

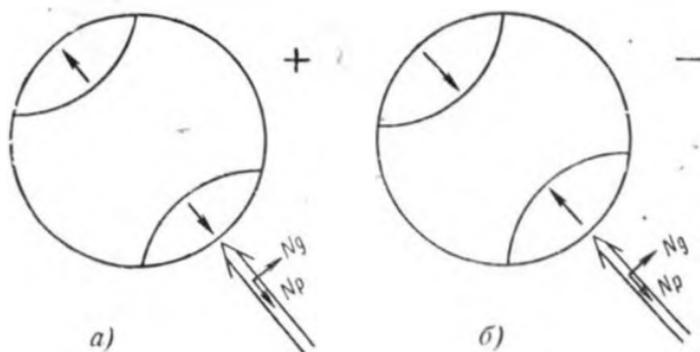


Рис. 54. Определение оптического знака двусосного минерала кварцевым клином:

а — минерал положительный, б — минерал отрицательный

$2v$ для красного света больше угла $2v$ для синего света. Формула дисперсии в этом случае будет $r > v^*$. Когда положение оттенков обратное первому — угол $2v$ для синего света больше угла $2v$ красного. Это неравенство обозначается $v > r$. На рис. 55 показан случай $r > v$, поясняющий указанное неравенство. На этом рисунке заштрихованная гипербола (1—1) показывает положение темной гиперболы при наблюдении в красном свете, а гипербола, покрытая точками (3—3) — положение темной гиперболы в фиолетовом свете. В белом свете темная гипербола (2—2) с вогнутой стороны окрасится в синий (фиолетовый) цвет, так как здесь будут погашены волны красного света (для них в этом месте должна проходить темная гипербола), с выпуклой стороны появится красная (крас-

* От rouge (r) — красный и violet (v) — фиолетовый (франц.).

но-бурая) окраска, потому что для синих лучей в этом месте будет располагаться темная гипербола и они здесь будут погашены.

Чем сильнее дисперсия, тем резче выражены цветные каемки. У ряда минералов дисперсия очень слабая, а у многих и совсем не наблюдается.

Методы определения количественного содержания минералов в породе. При описании породы в шлифе требуется установить процентные соотношения между минералами. Это можно сделать двумя методами: планиметрическим и линейным.

Планиметрический метод. При помощи планиметрической сетки, имеющейся в одном из окуляров

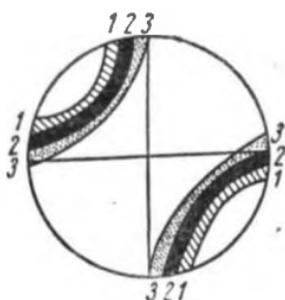


Рис. 55. Дисперсия оптических осей

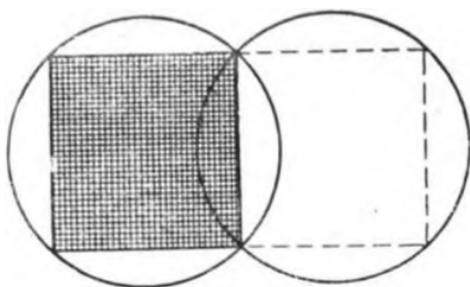


Рис. 56. Планиметрическая сетка

микроскопа и состоящей из 400 квадратиков, подсчитывают в одном поле зрения количество квадратов, приходящихся на долю минералов, которые слагают исследуемую в шлифе породу (рис. 56). Затем передвигают шлиф так, чтобы произошло совмещение сторон большого квадрата в соседних полях зрения и производят следующий подсчет. Таким образом пересчитывают весь шлиф (чем больше подсчетов, тем выше точность).

При подсчетах неполные клетки суммируются.

Окончательное содержание минералов в породе может определяться двумя путями.

1. Для каждого поля зрения определяют процентное соотношение между минералами. А затем берут среднее арифметическое для каждого минерала. Ниже приводится таблица подсчета для породы, состоящей из трех минералов (табл. 3).

Таблица 3

№ поля	Кол-во клеток, приходящихся на			Проценты		
	амфибол	микроклин	плагиоклаз	1	2	3
1 поле	70	80	250	17,5	20,0	62,5
2 "	90	120	190	22,5	30,0	47,5
3 "	130	100	170	32,5	25,0	42,5
4 "	180	90	130	45,0	22,5	32,5
5 "	60	220	120	15,0	55,0	30,0
6 "	120	50	230	30,0	12,5	57,5
Всего и среднее число процентов	650	660	1090	27,1	27,5	45,4*

*Дробн округляются до целых чисел.

2. Количество клеточек, приходящихся на каждый минерал в каждом поле, суммируют (650, 660, 1090) и определяют процент относительно их общей суммы (2400). Результат получается тот же. Приведенный пример подсчетов идеализирован. В действительности наблюдается отклонение от 100% на 2—3%, поскольку части клеток складываются на глаз.

Линейный метод. Линейный метод подсчета более трудоемкий, но зато дает более точные результаты. При этом методе пользуются интеграционным столиком модели ИСА, являющимся счетным прибором, рассчитанным для одновременного подсчета шести минералов. Общая длина измеряемой линии равна 90 мм. На рис. 57 интеграционный столик изображен в нерабочем положении. На рис. 58 столик установлен на микроскопе в рабочем положении.

Столик модели ИСА состоит из основания (1), на котором смонтированы все детали. В нем имеются два отверстия для крепления при помощи винтов к предметному столику микроскопа. На основании жестко укреплены направляющие (2), в которых перемещаются салазки (3) с панелью (4). На панели имеются три отверстия для крепления препаратоводителя с помощью винта (5) и два отверстия по краям — для клемм, прижимающих шлиф к

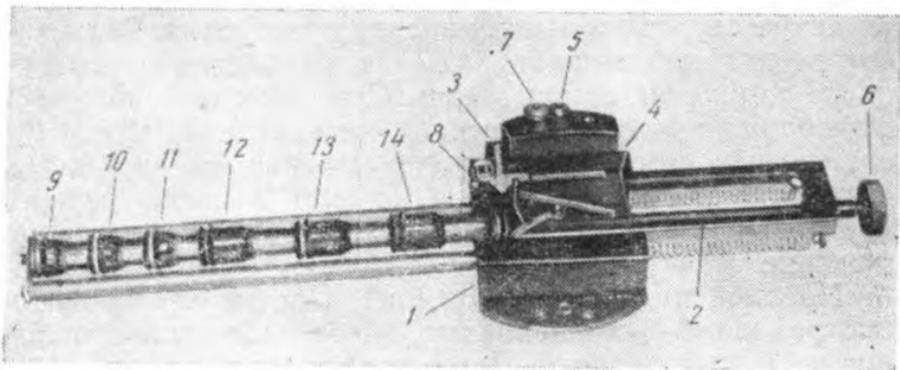


Рис. 57. Интеграционный столик марки ИСА

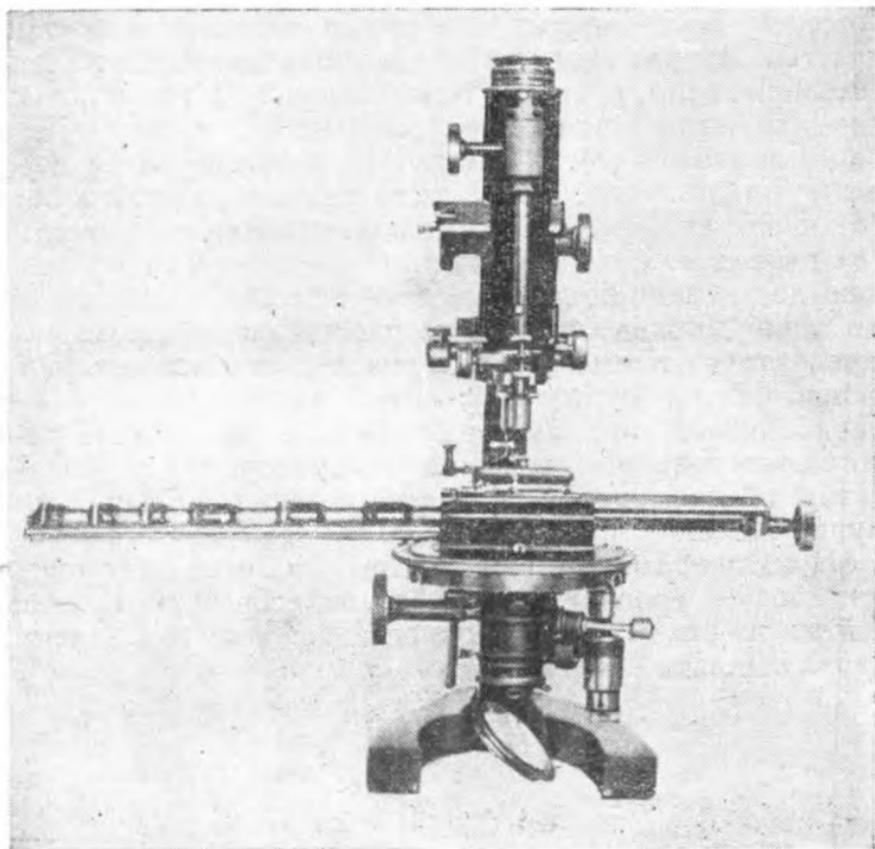


Рис. 58. Столик в рабочем положении

столику в случае работы без препаратоводителя. Маховик (6) служит для возврата объекта в исходное положение после измерения одной линии. При помощи винта (7) осуществляется пропуск пустых мест в шлифе. Винт (8) служит для перевода на другую измеряемую линию. Отсчетные барабанчики (9—14) имеют полосы разного цвета. Перед работой они устанавливаются в нулевое положение.

Порядок подсчета следующий. Предварительно просмотрев шлиф, устанавливают, какое количество минералов составляет породу. Для каждого минерала, во избежание путаницы, записывают соответствующий (по цветовой полоске) барабанчик. При помощи препаратоводителя шлиф ставят так, чтобы окулярный крест приходился на край шлифа в каком-либо из его левых углов (верхнем или нижнем). Затем вращают тот барабанчик, которому соответствует минерал, находящийся на перекрестии. Пройдя этот минерал и дойдя до границы с другим минералом, вращают соответствующий ему барабанчик или, если встречено пустое место, проходят его, работая винтом (7). Таким путем подсчитывают минералы на одной линии. После этого винтом холостого хода (6) переводят препарат в исходное положение, винтом (8) переводят его на другую линию и повторяют операцию до тех пор, пока не пересчитают весь шлиф. Линия от линии должна отстоять на расстояние, не превышающее размера наименьшего зерна подсчитываемых минералов. Общую сумму всех линий (отсчеты снимают с барабанчиков) принимают за 100%, а содержание каждого минерала высчитывают по пропорции, определяя таким образом процентные соотношения между всеми минералами.

Применяя тот или иной метод, для повышения точности следует проводить подсчеты в нескольких шлифах, взятых из разных мест и ориентированных в различных направлениях.

ЧАСТЬ II

СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ В ШЛИФАХ

Схема определения минералов

		Стр.	
Непрозрачные минералы		73	
Прозрачные минералы		78	
Изотропные минералы	(бесцветные	78	
	(цветные	85	
Анизотропные минералы	{ Бесцветные	{ Одноосные { положительные 91	
		{ осные { отрицательные 105	
		{ Двухосные { положительные 120	
		{ осные { отрицательные 167	
	{ Цветные	{ Неплеохроичные	{ Одноосные { положительные 203
			{ осные { отрицательные 206
		{ Плеохроичные	{ Двухосные { положительные 208
			{ осные { отрицательные 215
			{ Одноосные { положительные 224
			{ осные { отрицательные 225
{	{ Двухосные { положительные 228		
	{ осные { отрицательные 239		

НЕПРОЗРАЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Магнетит — $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$. Кубическая сингония.

В шлифе наблюдается в форме неправильных зерен, реже в октаэдрических, ромбододекаэдрических и кубических кристаллах. Образуется тонкозернистые и пластин-

чатые агрегаты, скелеты (в эффузивах), пылеватые частицы. Непрозрачный. В косом отраженном свете имеет слабый металлический блеск с стально-синим отливом. В прямом отраженном свете серовато-белый (на ровных гранях).

Очень часто содержит включения мельчайших зернышек циркона, апатита, иголочек рутила, вроски ильменита. Некоторые исследователи считают, что включения апатита представляет собой продукт распада твердого раствора магнетит-апатит, существовавшего при высокой температуре и ставшего неустойчивым при ее понижении (рис. 59, 60).

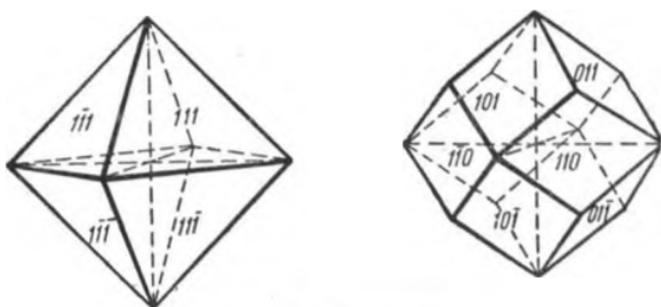


Рис. 59. Магнетит

В результате изменения магнетит переходит в гематит, лимонит, сидерит. Главные разновидности: *титаномагнетит* (содержит окись титана), который в шлифах часто бывает окружен тонкой оболочкой сфена; *хромомагнетит*.

Магнетит очень стоек по отношению к выветриванию.

Встречается в породах любого генезиса. Особенно широко распространен в основных магматических породах.

Ильменит — FeTiO_3 . Иногда содержит примесь Nb, Ta, V, Mn, Mg. Тригональная сингония. В шлифе чаще всего наблюдаются неправильные зерна. Кристаллы толстотаблитчатые, ромбоэдрические, пластинчатые, скелетные. Встречается в виде зернистых агрегатов, тонкодисперсных примазок. В проходящем свете непрозрачный. В отраженном свете имеет серовато-черную окраску со слабым металлическим блеском. Очень редко просвечивает темно-бурым цветом, с чрезвычайно высоким преломлением и очень сильным дупреломлением.

При разрушении переходит в тонкозернистый агрегат различных титансодержащих минералов, известных под названием *лейкоксена*. В филлитах может переходить в сидерит и рутил, реже в анатаз.

Ильменит — обычный аксессуарный минерал разнообразных магматогенных пород. Не редок и в метаморфических породах.

Гематит — Fe_2O_3 . Тригональная сингония.

Образует пластинчатые, таблитчатые, ромбоэдрические кристаллы, а также листоватые, чешуйчатые, оолитовые, зернистые агрегаты, землистые примазки и неправильные зерна. Обычно непрозрачен, но в очень тонких шлифах просвечивает, особенно в краях, густо-красным цветом. При этом дает фигуру одноосного, отрицательного минерала. Слабо плеохроирует от буровато-красного до желтовато-красного. $n_o = 2,90$ — $3,22$; $n_e = 2,69$ — $2,94$; n_o — $n_e = 0,21$ — $0,28$. Абсорбция сильная.

В отраженном свете обладает резко выраженным металлическим блеском и сталью-серым цветом.

Гематит является обычным продуктом изменения магнетита и других минералов, но и сам может переходить в магнетит, сидерит, лимонит, пирит и др. Псевдоморфозы по магнетиту называются мартитом. От магнетита, гетита и ильменита отличается по цвету. Встречается в небольших количествах в самых разнообразных магматических породах (преимущественно кислых). В джеспилитах, железистых роговиках, гематитовых сланцах является породообразующим. Присутствует в контактово-пневматолитовых, гидротермальных и других образованиях.

Хромит — $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2^{3+}\text{O}_4$. Кубическая сингония.

Встречается в резко неправильных или изометричных зернах, агрегатах, редко в виде октаэдрических кристал-



Рис. 60. Магнетит с включениями апатита в граните

лов. Спайности нет, трещиноват. В проходящем свете просвечивает в краях красным или буро-красным цветом, часто черный, непрозрачный (подсвечивать линзой Лазо). В отраженном свете серый. Изотропный. $n = 2,05 - 2,16$. Резкая шагреневая поверхность и высокий рельеф.

Очень сходен с магнетитом (если не просвечивает) и не всегда с уверенностью отличим. От пикотита отличается окраской. Встречается в серпентинитах, ультраосновных, реже основных изверженных породах.

Пирит — FeS_2 , часто с примесью Ni, Co, Mn, As. Кубическая сингония.

Образует кристаллы в виде кубов, пентагональных додекаэдров и их комбинаций, а также неправильные зерна и агрегаты. Непрозрачный. В проходящем свете черный, в отраженном — светлый медно-желтый с сильным металлическим блеском. Легко подвергается изменениям. При гидратации переходит в лимонит, гетит, мелантерит, иногда в смеси с гипсом и др.

Преобразуется в гематит при окислительном характере изменения.

Происхождение пирита чрезвычайно разнообразно. Кроме различных магматогенных и метаморфических пород, он встречается и в осадочных образованиях.

Пирротин (магнитный колчедан) — $\text{Fe}_{n-1}\text{S}_n$ (чаще всего Fe_6S_7 до $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$) нередко содержит никель. Моноклинная (псевдогексагональная) сингония.

Встречается почти исключительно в виде неправильных зерен. Кристаллы — гексагональные призмы или базальные пластинки — редки. Образует двойники. Спайность несовершенная, ясная отдельность.

Непрозрачный. В проходящем свете черный, в отраженном — бронзово-желтый или коричневато-бронзовый. Сильный металлический блеск.

Производит заметное вращение плоскости поляризации отраженного света.

При выветривании переходит в лимонит, в присутствии серы или щелочных сульфидов — в пирит. Распространен в основных магматогенных породах, главным образом, в норитах, габбро, долеритах, базальтах вместе с пентландитом и халькопиритом. Встречается в нефелиновых породах, в месторождениях контактово-метасоматического и гидротермального типа, изредка — в про-

дуктах возгона при вулканических извержениях, в гнейсах, редко в гранитах.

Графит — С. Гексагональная сингония.

Кристаллизуется в пластинках гексагональной формы, образует листочки, чешуйки и агрегаты. Спайность совершенная по (0001). Скрытокристаллическая разновидность — *графитит*, аморфная — *шунгит*. В шлифе черный, непрозрачный. В очень тонких пластинках просвечивает зеленовато-серым цветом. В отраженном свете серый с сильным металлическим блеском. Одноосный, отрицательный. Преломление 1,93—2,07. Интересно, что при изготовлении шлифа графит, вследствие малой твердости, размазывается и его выделения бывают окружены мельчайшим порошком.

Графит похож на молибденит и углистые частицы. От молибденита он отличается тем, что при нагревании не выделяет SO_2 , а в отличие от углистых частиц — очень трудно сгорает.

По происхождению — типичный метаморфический минерал, образующийся при региональном метаморфизме каменных углей или битуминозных образований, или под влиянием высокой температуры интрузирующей магмы.

Иногда встречается в разнообразных магматогенных породах как первичная составная часть. Довольно обычен в сланцах, гнейсах, метаморфизованных известняках.

Самарскит — $(\text{Y, Er})_4[(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_7]_3$. Может содержать примесь урана, тория, циркония, титана и др. Сингония ромбическая.

Образует пластинчатые, призматические удлиненные кристаллы. Наблюдаются и неправильные зерна. Очень часто дает срастания с колумбитом. Спайность несовершенная по (010). Почти непрозрачен. В тонких шлифах просвечивает коричневым цветом. В результате выветривания или метамиктного распада становится изотропным. $n = 2,10—2,25$. Чрезвычайно высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Иногда (в свежем состоя-

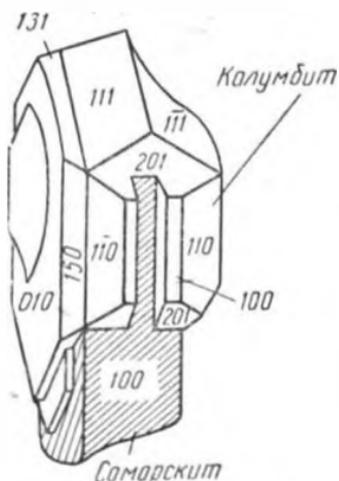


Рис. 61 Самарскит

нии) сильно двупреломляет. Сильно радиоактивен. Вокруг него полевые шпаты окрашиваются в красновато-бурый цвет. Встречается в пегматитах. Редок (рис. 61).

ПРОЗРАЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

ИЗОТРОПНЫЕ БЕСЦВЕТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Анальцим — $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Группа фельдшпатов. Кубическая сингония.

Кристаллы — тетрагон-триоктаэдры, ромбики, часто неправильные зерна и их агрегаты. Сложные двойники прорастания. Спайность несовершенная по (001). Бесцветный. Иногда слабо буроватый от окислов железа в трещинках.

Оптические свойства. Изотропный. $n = 1,479-1,489$. Отрицательный рельеф. Заметна шагреньевая поверхность. В крупных кристаллах очень слабо двупреломляет (до 0,001) и обнаруживает сложное двойникование. Иногда оптически двуосный, отрицательный. С очень небольшим углом оптических осей.

Похожие минералы — лейцит, опал, стекло. От лейцита отличается отсутствием включений и меньшим показателем преломления; от опала и стекла — спайностью и (иногда) анизотропией.

Происхождение. Развивается по нефелину, лейциту, содалиту с образованием псевдоморфоз в нефелиновых сненитах и их пегматитах. Описан как первичный минерал тешенитов (анальцимовых диабазов). Может быть гидротермальным и экзогенным.

Гаюин — $(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8}[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]_{1-2}$. Группа фельдшпатов. Кубическая сингония.

Встречается в виде неправильных зерен, заполняющих интерстиции и являющихся иногда цементирующим материалом. Образует правильные кристаллы додекаэдрической формы — вкрапленники в эффузивах. В шлифе обычно бесцветный, иногда окрашен в фиолетовый, синий, зеленый или красноватый цвета. Окраска часто распределена неравномерно. При выветривании приобретает желтую или коричневую окраску. Изотропный. Иногда содержит многочисленные включения газов, жидкостей, стекла, твердой фазы, благодаря чему окрашивается в серый или даже черный цвет. Показатель преломления

возрастает с увеличением содержания кальция и колеблется от 1,496 до 1,504, т. е. меньше преломления канадского бальзама. Отрицательный рельеф, слабая шагреньевая поверхность.

Гаюин похож на флюорит, но встречается значительно реже, отличается обилием включений и большим показателем преломления.

Гаюин трудно и порой даже невозможно отличить в шлифе от нозеана. Для определения приходится прибегать к микрохимическим реакциям. При совместном нахождении разницу между ними довольно легко установить по показателю преломления, который у нозеана не бывает выше 1,495.

Гаюин встречается исключительно в излившихся породах щелочного ряда: фонолитах, лейцитофирах, лейцитовых и нефелиновых породах, трахидолеритах, лимбургитах, тефритах, базанитах.

Нозеан — $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]$. Группа фельдшпатидов. Кубическая сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных, сильно разъеденных зерен с глубокими «заливами» и «бухточками», иногда с бурой оболочкой — продуктом разложения нозеана при растворении. Нередко имеет форму двойников, призматических или додекаэдрических кристаллов; часто образует зернистые или почковидные массы. В шлифе бесцветный или белый, серый, зеленоватый, красноватый, синеватый (иногда окрашен довольно ярко, но неравномерно), серый до почти черного от включений или продуктов выветривания. Часты черные края и пятнышки. Спайность ясная по (110).

Оптические свойства. $n=1,48-1,495$. Изотропный, но если присутствуют включения, то изредка слабо поляризует. Отрицательный рельеф, заметная шагреньевая поверхность (на нижней стороне шлифа).

Включения. Нередко содержит обильные газожидкие или кристаллические включения (магнетит, ильменит), расположенные беспорядочно или закономерно по определенным направлениям.

Продукты замещения. Нозеан при вторичных процессах сравнительно легко преобразуется в волокнистые цеолиты, чаще всего в натролит; замещается серицитом, гидраргиллитом, диаспором, канкринитом. Изредка по нему развивается гранат или волокнистое, явно

аморфное вещество розового или бурого цвета. Одновременно могут образоваться кальцит и лимонит.

Похожие минералы. Флюорит, лейцит, анальцит, вулканическое стекло. Отличается от них формой, спайностью, отсутствием сложных двойников.

Происхождение. Нозеан типичный магматический минерал. Встречается в щелочных эффузивных породах (фонолиты и др.), обогащенных натрием и бедных кремнекислотой, в парагенезисе с нефелином и лейцитом.

Содалит — $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]\text{Cl}_2$. Группа фельдшпатидов. Кубическая сингония.

Образует додекаэдрические кристаллы, чаще неправильных или ромбических очертаний зерна с закругленными краями. Имеет ясные трещины спайности по ромбическому додекаэдру. Бесцветный или слабо желтоватый, буроватый, голубоватый, синеватый, розовый.

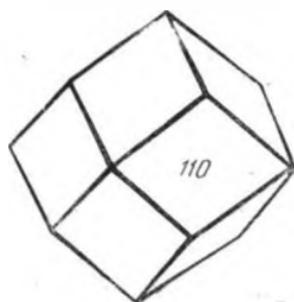


Рис. 62. Содалит

Оптические свойства. Изотропный. $n = 1,483—1,490$, благодаря чему имеет отрицательный рельеф и заметную шагреневую поверхность. Иногда приобретает оптическую аномалию около редко встречающихся включений (рис. 62).

Продукты замещения. Содалит легко замещается цеолитами (чаще всего натролитом), серицитом, гидраргиллитом, диаспором. Переходит в канкринит, или в волокнистое, аморфное вещество бурого или розового цвета. Одновременно могут образоваться кальцит и лимонит.

Похожие минералы. Содалит очень похож на нозеан, от которого отличается бесцветностью (ненадежное отличие), отсутствием явлений коррозии, как у нозеана, и отсутствием бурых оболочек. Вообще же минералы группы содалита друг от друга лучше всего отличать при помощи микрохимических реакций: сняв покровное стекло и удалив канадский бальзам, смачивают шлиф азотной кислотой и дают ей медленно испариться. Если это содалит, выделяются кристаллы NaCl , если гаюин — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и если только по прибавлении CaCl_2 выделяются и те и другие кристаллы — это нозеан. Если же выделяется H_2S — минерал лазурит. От лейцита содалит

отличается наличием спайности, от анальцима — иной спайностью и отсутствием анизотропии, от флюорита — большим преломлением.

Происхождение. Содалит — магматогенный минерал, встречающийся преимущественно в эффузивных, реже интрузивных породах совместно с нефелином (который он часто замещает), канкринитом, эвдиалитом и др. (мариуполиты, нефелиновые пегматиты, содалитовые нефелиновые снениты, тавиты и др.).

Гранаты. Минералы группы граната в шлифах трудно отличить один от другого. Единственный наиболее точный критерий в этом случае — показатель преломления — для своего определения требует снятия покровного стекла и выделения определяемого минерала. Поэтому при описании говорят обычно о гранате без точного наименования, тем более, что все минералы этой группы образуют смеси. Таким образом, без химического определения почти невозможно дать однозначную диагностику минерала, да и оно не всегда помогает. Более или менее различимы гранаты, если их разделить на две подгруппы: «пиральспиты» (пироп, альмандин, спессартин) и «уграндиты» (уваровит, гроссуляр, андрадит). Основные различия их приведены в табл. 4.

Таблица 4

Отличительные признаки	Пиральспиты	Уграндиты
Цвет	Преимущественно красные тона	Преимущественно зеленые и желтые тона
Поведение в поляризованном свете	Анизотропия редка	Анизотропия обычна
Материнские породы	Преимущественно магматогенные	Только метаморфические

Гранаты (меланит) можно спутать со шпинелью. Помочь может только химический анализ. Шпинель не содержит кремнезема. Кроме того, шпинель остается неизменной даже в сильно метаморфизованных породах; постоянно и более разнообразно окрашена, в то время как гранаты в шлифе часто бесцветны или почти бесцветны. Шпинель имеет октаэдрические формы, дающие в разрезах квадраты, четырехугольники и треугольники. Некоторые меланиты можно смешать с хромитом. У по-

следнего преломление больше 2,07. Начинающие петрографы могут спутать гранаты с опалом, флюоритом, вулканическим стеклом, палагонитом. От последних они отличаются преломлением, которое у гранатов не бывает ниже 1,7, а у наиболее высокопреломляющего из перечисленных выше минералов — палагонита — не достигает этого числа.

Гроссуляр — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ (группа граната). Кубическая сингония.

Под микроскопом видны додекаэдрические кристаллы. Октаэдры весьма редки. Часты округленные или неправильные зерна и их агрегаты, в общем повторяющие форму кристаллов. Спайности нет, но иногда наблюдается штриховка на гранях додекаэдра или трещиноватость. Бесцветный или имеет слабый зеленоватый оттенок.

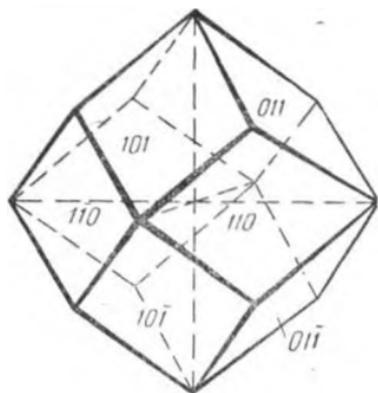


Рис. 63. Гроссуляр. Форма кристаллов

Изотропный. $n = 1,735$, вследствие чего имеет резкую шагреневую поверхность и рельеф, заметные даже без диафрагмирования. Иногда реагирует на поляризованный свет — обнаруживает слабую анизотропию и имеет зональное строение.

Правильная форма кристаллов объясняется чаще всего двойникованием. Причем двойниковые индивиды представляют собой пирамиды, расположенные вершинами к центру единого кристалла, а основания являются гранями. Иногда в результате дефектов роста кристаллы разделены на части, отвечающие этим пирамидам.

Переходит в эпидот, хлорит, полевой шпат, кальцит. Встречается в скарнах, связанных с основными породами, и других контактово-метаморфизованных образованиях, а также в некоторых сланцах.

Опал — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфный кремнезем с некоторым количеством, вероятно, адсорбированной воды.

Благодаря аморфному состоянию не обладает правильными формами и встречается в виде коллоидных,

натечных масс, заполняющих пустоты, трещины. В шлифе обычно бесцветный, но вследствие явления дисперсии света на контакте с другими минералами или канадским бальзамом кажется золотисто-желтоватым. Иногда мутно-желтоватый или красноватый от гидроокислов железа. Спайности нет.

Изотропный. Двупреломление, естественно, отсутствует, но иногда вследствие внутренних напряжений или около включений аномально поляризует, в результате чего появляется серая интерференционная окраска. $n = 1,40—1,46$.

Опал можно спутать с вулканическим стеклом, особенно кислого состава. Отличие: у опала преломление ниже, чем у любого стекла. От флюорита опал отличается по отсутствию спайности и по форме, а от граната — по значительно меньшему преломлению.

По происхождению опал экзогенный, гидротермальный и осадочный минерал, выполняющий пустоты и трещины в породах, дающий псевдоморфозы по пироксенам, амфиболам, оливинам и т. д.

Периклаз — MgO . Кубическая сингония.

Встречается почти исключительно в виде правильных кристаллов кубической или октаэдрической формы, дающих квадратные или восьмиугольные срезы. Редко — зерна.

Спайность совершенная по (100). В шлифе бесцветный или коричневатый.

Изотропный, редко аномально анизотропный. $n = 1,730—1,739$. Очень высокий рельеф и весьма резкая шагреневая поверхность. Сходен со шпинелью, когда она имеет светлую окраску. Отличие: шпинель не имеет спайности.

При изменении довольно легко замещается серпентином, гидромагнезитом, бруситом.

Образуется среди известняков при высоких температурах и при недостатке SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O в контактово-пневматолитовом процессе. Ассоциирует с монтичеллитом, форстеритом, магнетитом, шпинелью, магнезитом. Редкий минерал.

Стекло вулканическое. Химический состав непостоянный.

Аморфное. Выполняет промежутки между минералами или пустоты в некоторых жильных и эффузивных

породах и представляет твердый остаточный расплав, не успевший раскристаллизоваться вследствие быстрого остывания. В результате старения породы стекло девитрифицируется, раскристаллизовывается в микрозернистую массу тех же минералов. В шлифе бесцветное или окрашенное в бледно-желтые, бледно-коричневые до темно-коричневых тонов. Интенсивность окраски увеличивается с увеличением содержания железа. С этим же связано и повышение показателей преломления, которые изменяются следующим образом (примерно):

<i>Стекло</i>	<i>Показатель преломления</i>
Липаритовое	1,492
Дацитовое	1,511
Трахитовое	1,512
Андезитовое	1,512
Лейцит-тефритовое	1,550
Базальтовое	1,575

Вследствие внутренних напряжений стекло изредка слабо двупреломляет. Иногда микровключения создают иллюзию двупреломления стекла.

Никогда не встречается в глубинных и метаморфических породах.

Флюорит — (плавиковый шпат) — CaF_2 . Кубическая сингония. Большею частью встречается в виде неправильных зерен, заполняющих промежутки между другими минералами, изредка в кристаллах, имеющих форму кубов, октаэдров, ромбододекаэдров. Двойники по (111) взаимнопрорастающие. Спайность совершенная по (111), в связи с чем в некоторых разрезах можно наблюдать две или три системы пересекающихся трещин. В шлифе бесцветный, редко окрашенный в ясно заметный фиолетовый, синеватый или красноватый цвета. Окраска часто распределяется неравномерно, пятнами (рис. 64).

Изотропный. $n=1,434$. Иногда оптически аномален: дает серую интерференционную окраску. Нередко содержит включения циркона и других минералов, вокруг которых в бесцветном минерале появляется окраска. Вследствие низкого преломления наблюдается резко выраженный отрицательный рельеф и шагреневая поверхность.

Флюорит можно смешать с опалом. Отличие — спайность у флюорита. От минералов группы содалита отличается иным характером трещин спайности и резкой шагреновой поверхностью.

Флюорит редко бывает первичномагматическим. Чаще всего пневматолитовый, гидротермальный. Встречается в гранитах, пегматитах, грейзенах, щелочных изверженных породах и др.

Шпинель — $MgAl_2O_4$. Кубическая сингония.

Образует октаэдрические кристаллы, дающие в шлифах квадратные, четырехугольные и треугольные срезы. Иногда наблюдаются двойники. Встречаются и неправильные зерна. Спайность несовершенная по (111). Под микроскопом бесцветная, розоватая, красно-бурая или синеватая (с вышеуказанным составом) — благород-

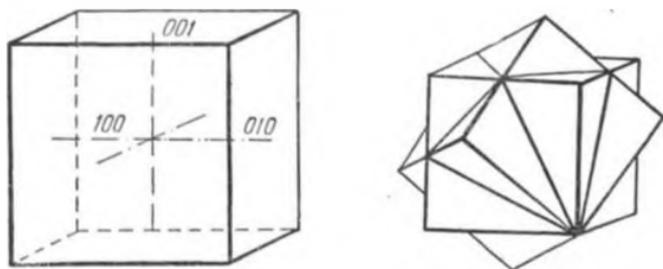


Рис. 64. Форма кристаллов флюорита

ная шпинель; зеленая — плеонаст — $(Mg, Fe)Al_2O_4$; темно-зеленая — герцинит — $FeAl_2O_4$; бурая — пикотит — $(Mg, Fe)(Al, Cr)_2O_4$.

Изотропная. $n = 1,763—2,05$. Наименьшее преломление у благородной шпинели, наибольшее — у содержащей железо и хром. В этом же направлении снижается прозрачность до едва просвечивающей. Резкая шагреновая поверхность и рельеф.

Устойчива по отношению к выветриванию, переходит в россыпи.

От хромита отличается меньшим преломлением, от граната — формой кристаллов.

Встречается в перидотитах, лерцолитах, базальтах (плеонаст и пикотит), в контактно-метаморфических породах и сланцах (герцинит, благородная шпинель и плеонаст).

ИЗОТРОПНЫЕ ЦВЕТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Альмандин — $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ (группа граната). Кубическая сингония.

В шлифе обычны додекаэдрические или трапецоэдрические кристаллы, а также округленные и неправильные зерна и их агрегаты. Спайность несовершенная только по (110), обычно отсутствует, но обильны разнообразные

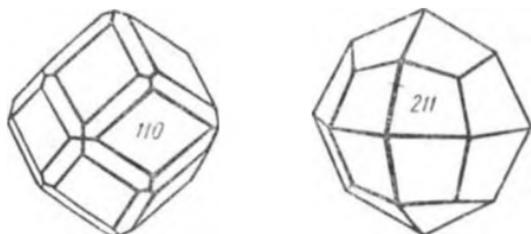


Рис. 65. Альмандин. Форма кристаллов

трещины. Двойники сростания крайне редки. Под микроскопом слабо окрашен в красный и желтовато-красный цвета (рис. 65, 66).

Изотропный. $n = 1,830$. Очень высокий рельеф и резкая

шагреневая поверхность. Содержит включения кварца, рутила и др. Легко переходит в хлорит и эпидот, реже в биотит, роговую обманку, полевой шпат, гематит. Иногда в результате динамометаморфизма приобретает слабую анизотропию. Часто встречается в гранитах (преимущественно аляскитовых), пегматитах, аплитах, реже — в средних породах. Особенно характерен в контактово-метаморфизованных по-

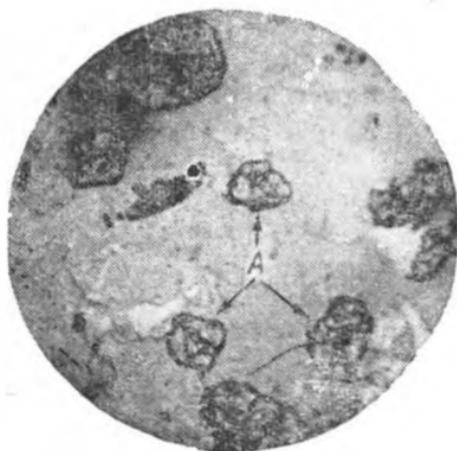


Рис. 66. Альмандин (А). Ув. 64, при I ник.

родах и продуктах регионального метаморфизма (гнейсы, сланцы, гранулиты).

Андрадит — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ (группа граната). Кубическая сингония.

Форма кристаллов, как у гроссуляра и уваровита, — додекаэдрическая. Очень редки октаэдры. Спайность отсутствует, трещиноват, иногда штриховка на гранях додекаэдра. Цвет в шлифе желто-зеленый, бурый. Обогащенный титаном андрадит называют *меланитом* (*шорломитом*), окраска его бурая или красно-бурая.

Изотропен, но чаще других гранатов даже в шлифах нормальной толщины обладает оптической аномалией и приобретает серую интерференционную окраску. $n = 1,895$, у меланита поднимается до 2,01, поэтому обладает чрезвычайно резко выраженными рельефом и шагреновой поверхностью. Благодаря двойникованию сохраняет правильные изометричные формы. Двойники располагаются как у гроссуляра.

Андрадит может замещаться эпидотом, лимонитом, полевым шпатом и кальцитом; меланит весьма стойкий; продукты его разрушения неизвестны.

Андрадит характерный контактовый минерал, широко распространенный в скарнах совместно с геденбергитом.

Пироп — $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ (группа граната). Кубическая сингония.

Кристаллы додекаэдры — редки. Неправильные зерна имеют очертания, близкие к квадратам (кубические грани) с закругленными углами. Спайности нет. В шлифе окрашен в красный или темно-красный цвет.

Изотропный. $n = 1,705$. Это гранат, имеющий наименьший показатель преломления из всей группы. Шагреновая поверхность резкая, рельеф высокий.

Замещение при вторичных процессах начинается с образования келифитовой оболочки, образующей вокруг кристалла граната тонкую корку. Келифит состоит из радиально-лучистых микровыделений волокнистого амфибола, пироксена, шпиннели и полевого шпата. Переходит и в хлорит. Является характерным минералом — указателем на алмаз, так как широко развит в кимберлитовых «трубках взрыва», встречается в перидотитах, серпентинитах, эклогитах.

Спессартин — $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ (группа граната). Кубическая сингония.

Образует правильные кристаллы в виде додекаэдров и округленные зерна, иногда с неправильными ограниче-

ниями. Трещин спайности не имеет. В шлифе бесцветный или светло-розовый.

Изотропный, но может быть и слабо анизотропным с серыми тонами интерференции. $n=1,800$, благодаря чему имеет резкую шагрeneвую поверхность и высокий рельеф.

Известны переходы в биотит. Встречается в гранитах, пегматитах вместе с топазом, в метаморфизованных кварцитах и других метаморфических породах. Пневматолитовый в эндоконтактах.

Уваровит — $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$ (группа граната). Кубическая сингония.

В шлифе встречается в виде кристаллов додекаэдрической формы. Октаэдрические формы очень редки. Двойники и их расположение как у гроссуляра. Спайность отсутствует. Цвет под микроскопом зеленый.

Изотропный, но часто двупреломляет, особенно в шлифах повышенной толщины. $n=1,870$. Очень высокий рельеф и весьма резкая шагрeneвая поверхность.

Может переходить в темно-зеленый, хромсодержащий хлорит.

Уваровит редок. Встречается в скарнах, гнейсах, серпентинитах, пустотах хромита.

Перовскит — CaTiO_3 . Часто содержит примесь Се. По внешним формам кубический.

Встречается обычно в виде кристаллов кубической, октаэдрической и тетраэдрической формы. Часто наблюдаются двойники прорастания. Спайность ясная по (100). Цвет желтый, серый, коричневый, красноватый, буровато-красный, редко зеленоватый. Окраска нередко распределяется зонально. В мелких зернах изотропный, относительно крупный — аномально анизотропны с двупреломлением $<0,002$. $n=2,30-2,38$, благодаря чему обладает чрезвычайно высоким рельефом и резкой шагрeneвой поверхностью. Крупные зерна часто сложно полисинтетически sdвойникованы, аналогично лейциту. Встречается редко: в мелилитовых базальтах, перидотитах, в регионально и контактно-измененных породах.

Пирохлор — $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{F}, \text{OH})$. Кубическая сингония.

Образует правильные октаэдрические кристаллы и неправильные зерна с непостоянной спайностью по (111). Обычны также колломорфные выделения (гидропиро-

хлор). В шлифе желтый или коричневый, иногда с зональным расположением окраски.

Изотропный, изредка аномально двупреломляющий, с темно-серой интерференционной окраской. $n = 1,96-2,18$. Чрезвычайно высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Если включен в цветные минералы, то вокруг зерен наблюдаются плеохрончные каемки.

Встречается в щелочных гранитах, нефелиновых сиенитах, сиенитах и их пегматитах. Редкий минерал.

Беккелит — $\text{Ca}_3 (\text{Ce}, \text{La}, \text{Pr})_4 [\text{SiO}_4]_3 \text{O}_3$. Кубическая сингония.

Под микроскопом наблюдается в виде кубических или додекаэдрических кристаллов и зерен со спайностью по кубу. Цвет светло-желтый, желтый до бурого. Изотропный, $n = 1,812$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Крупные кристаллы аномально двупреломляют. Иногда одноосный, отрицательный. Можно смешать со шпинелью. Отличается по ассоциации. Встречается только в нефелиновых сиенитах. Очень редкий минерал.

Лопарит — $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca}) (\text{Nb}, \text{Ti}) \text{O}_3$. Кубическая сингония.

В шлифе встречается в виде мелких кубических кристаллов, притупленных гранями октаэдра. Почти всегда образует двойники прорастания, которые в разрезе имеют форму восьмиконечных звезд. Спайность отсутствует. Изотропный, но иногда аномально двупреломляет с очень низкой интерференционной окраской. $n = 2,3-2,4$. Под микро-

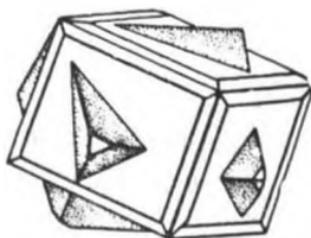
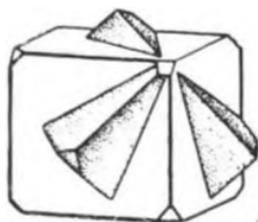
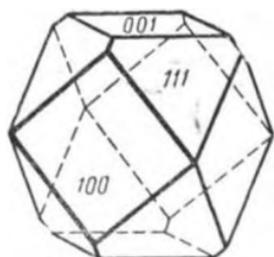
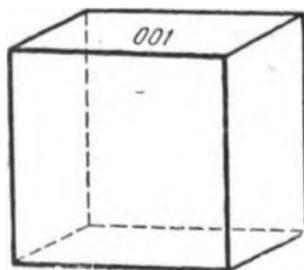


Рис. 67. Форма кристаллов лопарита

скопом полупрозрачный, просвечивает буровато-красным цветом. Окраска иногда распределяется зонально. Чрезвычайно высокий рельеф и очень резкая шагреневая поверхность (рис. 67).

Лопарит магматогенный акцессорный минерал, достигающий значения породообразующего в нефелиновых сиенитах и пегматитах щелочных пород. Парагенезис: полевые шпаты, эвдиалит, нефелин, эгирин, сфен и др.

Эвксенит — $(Y, Ce, Ca...)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$, часто содержит примесь урана. Ромбическая сингония.

Образует уплощенные таблитчатые кристаллы. Спайность отсутствует. По кристаллическим формам похож на колумбит. В шлифе окрашен в ярко-бурый цвет.

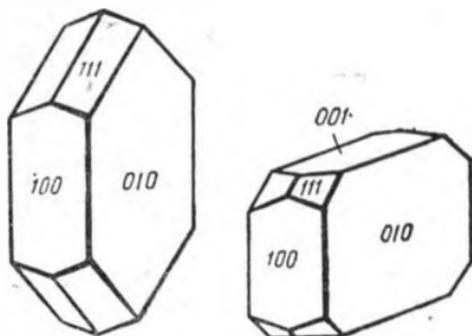


Рис. 68. Эвксенит. Форма кристаллов

Вследствие метамиктного распада или выветривания изотропный. В свежем состоянии встречается исключительно редко, поэтому оптические свойства точно неизвестны. $n = 2,06—2,26$. Чрезвычайно высокий рельеф и резкая шагреневая

поверхность. Эвксенит радиоактивный, с плеохроичными каемками в цветных породообразующих минералах (рис. 68).

Известен в пегматитах Мадагаскара, США, Бразилии, Норвегии. Редкий минерал.

Эшинит — $(Ce, Ca, Th^3)(Ti, Nb)_2O_6$. Ромбическая сингония.

Встречается в виде призм или таблиц. В шлифе интенсивно окрашен в красновато-бурый цвет. Вследствие выветривания или метамиктного распада становится изотропным. $n = 2,20—2,26$. Чрезвычайно резкий рельеф и шагреневая поверхность. После прокаливания показатель светопреломления повышается (до 2,28) и обнаруживается оптическая анизотропия.

Встречается редко в качестве акцессория в пегматитах с нефелином, биотитом, мусковитом, полевыми шпатами, цирконом и др.

Периклаз	83
Флюорит	84
Шпиннель	85
Гаяини	78
Стекло	83

МИНЕРАЛЫ БЕСЦВЕТНЫЕ, ОДНООСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ

Алуни́т — $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$. Тригональная сингония. Встречается в виде тонкозернистых, листоватых и волокнистых агрегатов, часто в тесной ассоциации с кварцем. Кристаллы — ромбоэдры, таблички встречаются редко, в пустотах и трещинах пород. Спайность совершенная по (0001). Бесцветный (рис. 69).

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_e = 1,592$; $n_o = 1,572$; $n_e - n_o = 0,020$. Рельеф низкий, шагреневой поверхности нет. Угасание прямое, удлинение часто неопределимо, но у вытянутых зерен отрицательное. Интерференционная окраска на срезах, параллельных оптической оси, желтая, первого порядка, до синей, второго порядка.

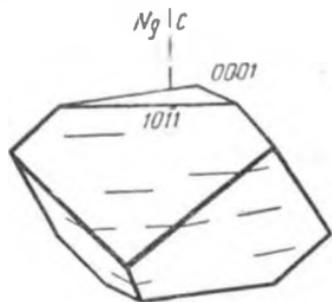


Рис. 69. Форма кристаллов алуни́та

Похожие минералы. Мусковит, канкринит. От мусковита он отличается одноосным оптическим характером и отрицательным удлинением, а от канкринита — более высоким преломлением.

Происхождение. Образуется как вторичный продукт при разрушении полевых шпатов и их заместителей под воздействием на породу сернокислых гидротерм.

Алофи́ллит — $\text{KCa}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде табличек, призм, столбчатых, дипирамидальных кристаллов, неправильных зерен (рис. 70). Спайность весьма совершенная по (001) и менее совершенная по (110). Двойники по (111), редки. Бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_e = 1,536—1,544$; $n_o = 1,534—1,544$; $n_e - n_o = 0,002—0,0006$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение (знак главной зоны) положительное, но нередко и отрицательное. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных оптической оси, очень низкая — темно-серая, почти черная. Иногда наблюдаются оптические аномалии: двуосность, пятнистая интерференционная окраска, угасание участками. В некоторых случаях базальное сечение имеет секториальное строение. Отдельные секторы двуосны и положительны для красного и отрицательны для синего цвета.

Продукты замещения. За-

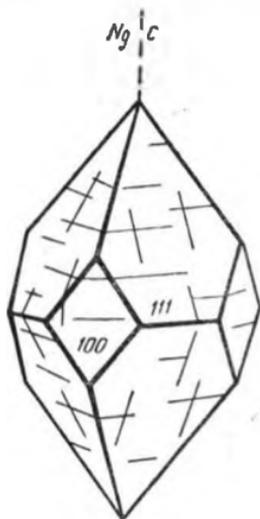


Рис. 70. Апофиллит. Форма кристаллов

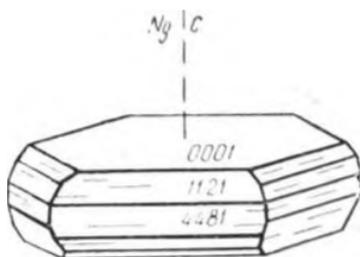


Рис. 71. Брусит. Форма кристаллов

мещается кальцитом или каолинподобным веществом.

Похожие минералы. Одноосные цеолиты. В отличие от них у апофиллита больше преломление и спайность по базису.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается как вторичный минерал в пустотах магматогенных пород (базальты, граниты) в ассоциации с цеолитами, развиваясь по полевым шпатам. Образуется при разрушении волластонита в контактно-измененных породах.

Брусит — $Mg(OH)_2$. Тригональная сингония.

Обычно листоватые и волокнистые агрегаты, неправильные чешуйки (рис. 71). Кристаллы пластинчатого габитуса редки. Спайность весьма совершенная по (0001). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_c = 1,580-1,585$; $n_o = 1,559-1,566$; $n_c - n_o = 0,021-0,019$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Оптический характер главной зоны отрицательный. Иногда (волокнистый) двуосен, угол $2v = 4-10^\circ$. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном оптической оси, желтая первого порядка.

Продукты замещения. При изменении переходит в гидромагнезит, реже — в серпентин.

Похожие минералы. Тальк, мусковит, гипс, хлорит, гидромагнезит. От первых трех минералов брусит отличается одноосностью и более низким двупреломлением (кроме гипса, у которого интерференционная окраска ниже); от хлорита — одноосностью и более высоким двупреломлением; от гидромагнезита — прямым угасанием и показателем преломления.

Происхождение — контактно-метаморфический, гидротермальный. Встречается в трещинках среди серпентинитов и измененных известняков и доломитов совместно с периклазом, арагонитом и др.

Касситерит — SnO_2 . Иногда содержит примесь железа и редких земель. Тетрагональная сингония.

В шлифе представлен неправильными зернами, реже таблитчатыми, короткопризматическими игольчатыми и дипирамидальными кристаллами. Иногда мелко-

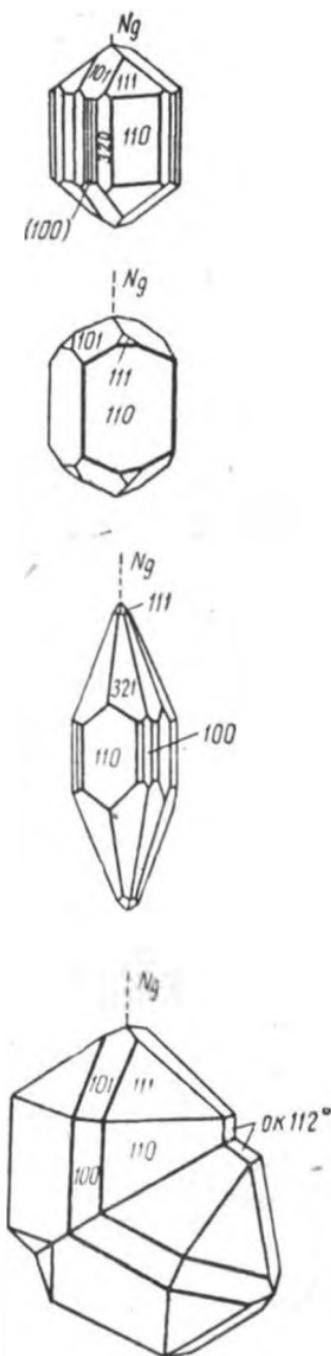


Рис. 72. Касситерит. Форма кристаллов

зернистыми и радиально-лучистыми агрегатами (рис. 72, 73). Спайность совершенная по (110), ясная по (100), или отсутствует. Характерны коленчатые и сердцевидные, иногда полисинтетические двойники. Под микроскопом бесцветный, желтоватый, коричневатый, розоватый. Окраска часто распределяется пятнами, зонами.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_e = 2,093—2,098$; $n_o = 1,997—2,001$; $n_e - n_o =$

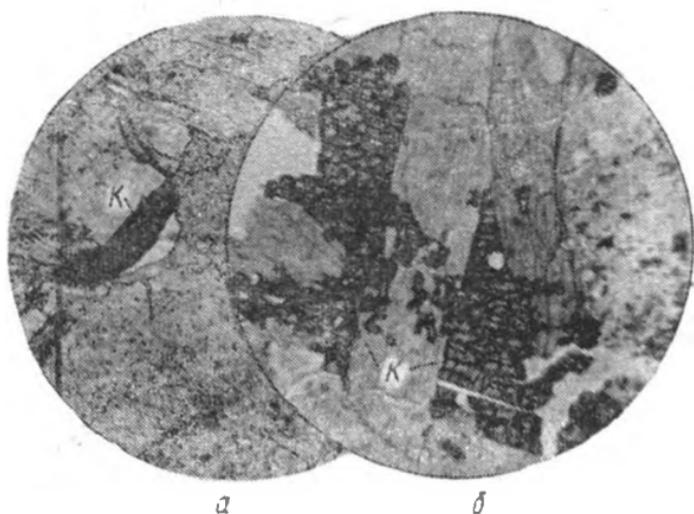


Рис. 73. Касситерит (*K*) в грейзене (*a*), в граните (*б*). Ув. 64, при 1 ник.

$= 0,096—0,097$. Чрезвычайно высокий рельеф и шагреневая поверхность. Плеохроизм наблюдается редко: по *Ne* — бесцветный, зеленый, золотисто-желтый, серый, темно-красный; по *No* — карминовый, густо-красный, буровато-желтый, светло-бурый. В отраженном свете серый. Абсорбция $No > Ne$. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Иногда бывает аномально двуосным с углом $2v = 5^\circ$ и дисперсией $r < v$. Интерференционная окраска четвертого порядка на срезах, параллельных оптической оси. Интерференционная фигура — четкий крест с изохроматическими кольцами.

Похожие минералы — рутил, монацит, циркон, сфен, ортит. От рутила касситерит отличается меньшими преломлением и двупреломлением; от монацита — фор-

мой кристаллов, двойников и по значительно большему двупреломлению; от циркона — по большим преломлению и двупреломлению, от сфена — по осности; от ортита — большими преломлением и двупреломлением.

Происхождение. Типичный акцессорный минерал, характерный только для гранитоидов, пегматитов, грейзенов. Очень стойкий к различным изменениям. Переходит в россыпи. Сравнительно редкий.

α -Кварц — SiO_2 . Тригональная сингония.

α -Кварц по распространению среди породообразующих минералов является вторым после полевых шпатов.

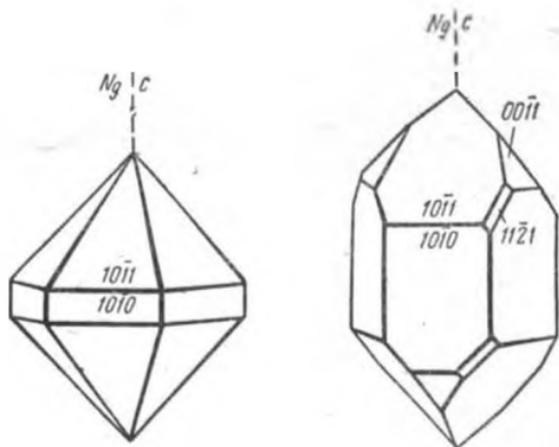


Рис. 74. Форма кристаллов кварца

Эта наиболее устойчивая при низких температурах модификация называется просто кварцем. Форма зерен в интрузивных породах постоянно неправильная, в эффузивах часто имеет скелетные очертания или форму дипирамидальных удлиненных призм (рис. 74, 75). Двойники, видимые под микроскопом, исключительно редки. В шлифе совершенно бесцветен.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_o = 1,544$; $n_e = 1,553$; $n_e - n_o = 0,009$. Шагреневой поверхности и рельефа нет. Угасание прямое, устанавливается в тех редких случаях, когда минерал имеет правильную форму. При этом же определяется и знак главной зоны (удлинение) — положительный. Изредка (особенно при динамометаморфизме) становится псевдодвуосным, что выражается в искривлении «балок» креста и

приобретении волнистого или мозаичного угасания. В таких случаях угол 2σ достигает 8—12, изредка — 24°. Срезы, перпендикулярные оптической оси, не действуют на поляризованный свет — изотропны — и дают ясную интерференционную фигуру — крест без изохроматических колец. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка, в утолщенных шлифах — желтая того же порядка.

Включения. Кварц часто содержит многочисленные газово-жидкие или твердые включения, расположенные беспорядочно или параллельными цепочками. Твердые включения представлены рутилом, апатитом, цирконом и другими акцессорными минералами. В метаморфических породах в нем встречаются выделения силлиманита и саггиты, имеющие игольчатую форму, а также лучистые агрегаты амфиболов.

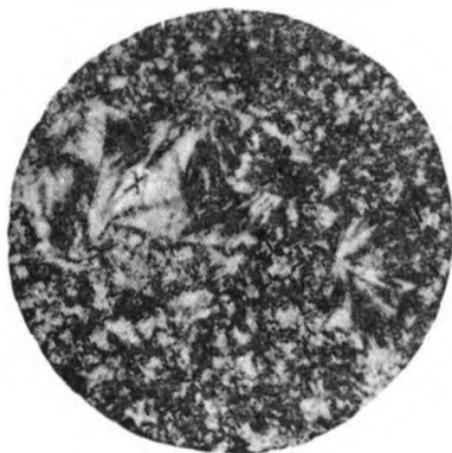


Рис. 75. Халцедон (X). Ув. 64, при 2 ник.

Фазовые разновидности кремнезема. β -кварц — высокотемпературная разновидность гексагональной сингонии. Имеет форму

сильно укороченной призмы с дипирамидальными окончаниями или в виде шестиугольников, ромбов, неправильных, извилистых очертаний зерен.

Тридимит (α и β) — SiO_2 . α -тридимит — ромбическая низкотемпературная модификация.

Образуется в сильно переохлажденных системах при температуре ниже 130°С. β -тридимит — гексагональная высокотемпературная модификация, устойчивая при температурах от 870 до 1470°. Форма — псевдогексагональные пластинки, черепитчатые или розетковидные агрегаты в пустотах эффузивных пород, таких как липариты, трахиты, андезиты, обсидиан. Спайности нет. В скрещенных николях характерны клиновидные и секториальные тройники. Минерал двуосный, оптически положительный.

$n_g = 1,473$; $n_m = 1,469$; $n_p = 1,469$; $n_{\mu} - n_p = 0,004$. Угол 2ν от 35 до 90° . Тридимит похож на кристобалит, отличается меньшим преломлением и осностью.

Кристобалит — SiO_2 . Как и тридимит встречается в двух полиморфных модификациях: α — низкотемпературная, тетрагональная, кристаллизующаяся при температуре 180 — 270°C и β — высокотемпературная кубическая модификация, кристаллизующаяся при температуре 1470°C . Образует таблитчатые агрегаты с черепитчатым (большое увеличение) строением. Иногда обнаруживает полисинтетическое строение. Редко имеет форму октаэдров. Спайность отсутствует. Одноосный, оптически отрицательный. Иногда кажется двуосным или в отдельных частях сохраняет изотропность. $n_o = 1,487$; $n_e = 1,484$; $n_o - n_e = 0,003$. Встречается совместно с тридимитом, иногда в закономерном сростании. Похож на тридимит (см. выше).

Халцедон — скрытокристаллическая модификация кварца волокнистого строения. Образует сферолиты в пустотах или трещинах пород. Бесцветный. $n_e = 1,538$ — $1,543$; $n_o = 1,530$ — $1,533$; $n_e - n_o = 0,008$ — $0,010$. Отрицательное удлинение. От цеолитов отличается большим преломлением.

Продукты замещения. Кварц — исключительно стойкий по отношению к различным процессам минерал и не поддается изменениям даже тогда, когда вся порода интенсивно метаморфизована. Только в исключительных случаях замещается альбитом или слегка серицитизируется. Иногда вследствие большого количества мельчайших примесей кварц кажется мутноватым. Сам кварц образует псевдоморфозы по гипсу, кальциту, серпентину.

Похожие минералы. Кварц похож на плагиоклазы в срезax, где у последних не наблюдается двойникования. Отличается от них осностью. От санидина или ортоклаза отличается большим преломлением и осностью. Кварц можно спутать с нефелином, от которого он отличается оптическим знаком. Кордиерит — имеет часто двойниковое строение и двуосен.

Происхождение. Типичный магматогенный и гидротермальный минерал, характерный для гранитоидов и их эффузивных аналогов. Обычен в метаморфических и осадочных породах.

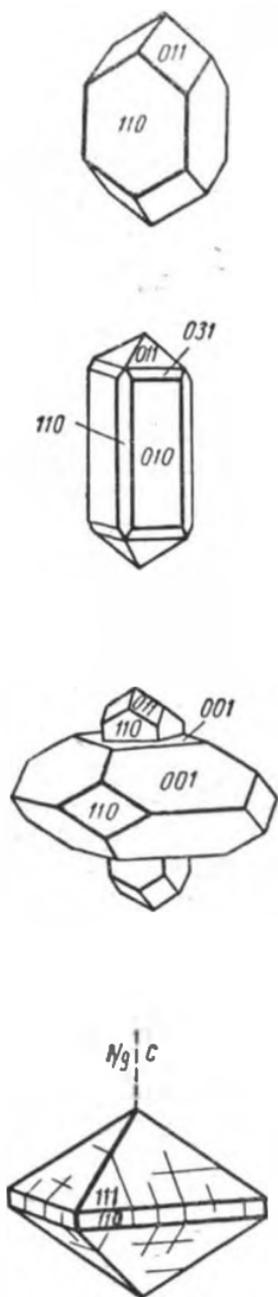


Рис. 76. Форма кристаллов ксенотима

Ксенотим — YPO_4 . Содержит примеси Eg , Ce , Th , Fe , U , Si и др. Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде призматических, короткопризматических кристаллов с дипирамидальными окончаниями, и округленных зерен (рис. 76). Спайность совершенная по призме (110). Бесцветный или желтоватый, буроватый.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_e = 1,816$; $n_o = 1,721$; $n_e - n_o = 0,095$. Очень высокий рельеф и резкая шагреньевая поверхность. Окрашенный, слабо плеохроирует; по Ne — буровато-желтый, коричнево-желтый до зеленоватого; по No — розовый, бледный коричнево-желтый. Абсорбция $Ne > No$. Угасание прямое, знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном оптической оси, четвертого порядка.

Похожие минералы. Циркон, монацит. От циркона ксенотим отличается с трудом по значительно меньшему преломлению, большему двупреломлению, лучшей спайности и двойниками. От монацита — по осности и большему двупреломлению.

Происхождение. Встречается в гранитах, пегматитах, вместе с цирконом, но значительно реже.

Лейцит — $K[AlSi_2O_6]$. Группа фельдшпатидов. Содержит Na , Ca , следы Li , Rb , Cs .

Диморфен: при температуре больше $620^\circ C$ кубический, при охлаждении ниже $620^\circ C$ переходит в тетрагональную модификацию, форма округлая, округленно-восьмиугольная,

микролиты (редко) (рис. 77, 78). Спайность отсутствует. Весьма характерны полисинтетические двойники с несколькими системами полосок, пересекающихся под раз-

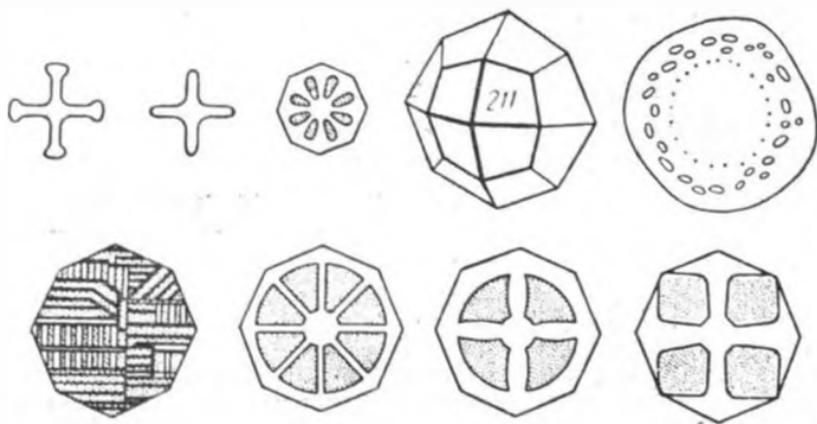


Рис. 77. Лейцит. Форма кристаллов

личными углами в зависимости от среза. В шлифе совершенно бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_e = 1,509$; $n_o = 1,508$; $n_e - n_o = 0,001$, в скрещенных николях почти не поляризует и присутствие кристалла узнается при вставленной кварцевой (гипсовой) пластинке и при вращении предметного столика микроскопа — по смене цветов (красноватых и синеватых). Шагреневая поверхность и рельеф не заметны, но при наличии обильных включений и окружающей темной массы кажется, что лейцит обладает и шагреневой поверхностью и отрицательным рельефом.

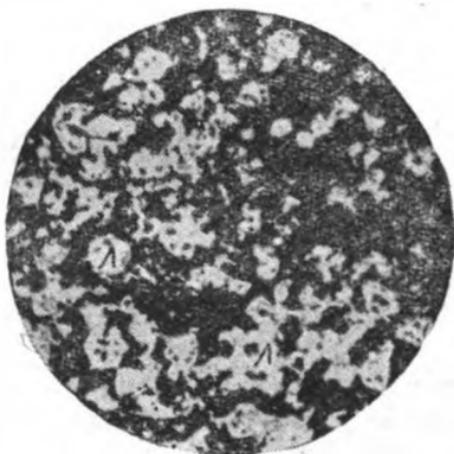


Рис. 78. Лейцит в лейцитовой лаве (Л). Ув. 64, при 1 ник.

Включения. Для лейцита весьма характерны многочисленные включения, которые располагаются закономерно: параллельно ограничениям или по секторам. Эти

включения представлены пироксеном, магнетитом или какими-либо другими минералами и вулканическим стеклом.

Продукты замещения. Лейцит — минерал, легко изменяющийся под влиянием различных процессов. Замещается ортоклазом, серицитом, нефелином, анальцимом, альбитом с образованием псевдоморфоз. Каолинизируется до полного перехода в глинистое вещество.

Похожие минералы. Лейцит в некоторых случаях похож на минералы группы содалита (содалит, нозеан, гаюин), от которых отличается большим преломлением и, если оно есть, полисинтетическим двойникованием. От полисинтетически sdвойникового микролина отличается формой, которая почти никогда не бывает неправильной и наличием не двух, как у микролина, а нескольких систем двойникования, расположенных под различными углами. От анальцима и других цеолитов отличается формой зерен и двойников.

Происхождение. Лейцит — типичный высокотемпературный магматический минерал. Кристаллизуется при невысоком давлении в излившихся породах, обогащенных щелочами (главным образом K_2O) и бедных кремнеземом. Поэтому совместно с кварцем не встречается. Обычно

ассоциирует с щелочными пироксенами (эгирином, эгирин-авгитом), нефелином, содалитом и др. В виде отдельных кристаллов присутствует в вулканических пеплах и туфах. Как малоустойчивый, в метаморфических породах не встречается.

Фенакит — Be_2SiO_4 . Тригональная сингония.

В шлифе встречается в виде ромбоэдрических, призматических, реже короткостолбчатых кристаллов с совершенной спайностью по $(11\bar{2}0)$ (рис. 79). Часто образует двойники. Бесцветный, иногда окрашенный в желтый, розоватый или коричневый цвет; $n_e = 1,670$; $n_o =$

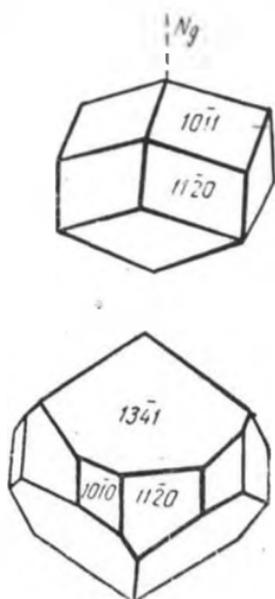


Рис. 79. Фенакит.
Форма кристаллов

$=1,654$; $n_c - n_o = 0,016$. Ясная шагреневая поверхность и рельеф. Минерал оптически одноосный, положительный. Прямое угасание. Вследствие изометричности зерен удлинение не определимо. Плеохроизм у окрашенных разновидностей слабый: по N_e — желтый; по N_o — бесцветный. Интерференционная окраска желтая, первого порядка (при нормальной толщине шлифа).

Встречается в пегматитах, в зоне контакта кислых интрузивных пород и в некоторых метаморфических образованиях.

Циркон — $ZrSiO_4$. Часто содержит примесь редких земель, тория, урана, гафния. Тетрагональная сингония.

Образует короткостолбчатые или длиннопризматические кристаллы с дипирамидальными окончаниями и

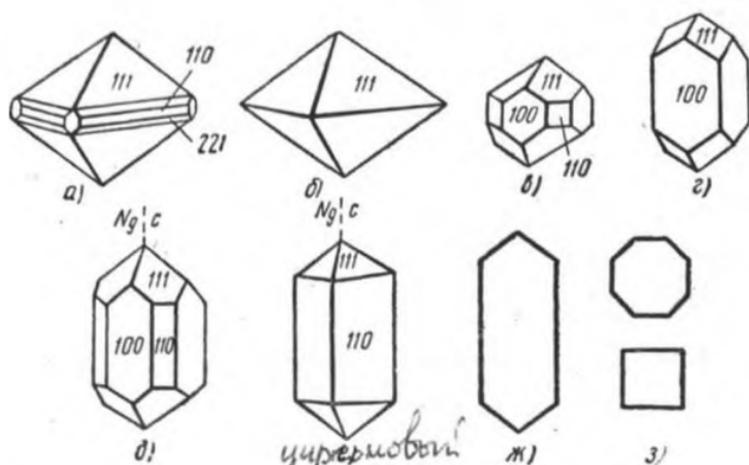


Рис. 80. Циркон. Различные типы кристаллов:

а — из мнаскита, б — из пегматита в мнаските, в — с контакта мнаскита и сненита, г, д, е — наиболее обычные формы кристаллов, ж — продольный разрез, з — поперечные разрезы

округлые зерна. Двойники по (101) редки (рис. 80, 81). В поперечных разрезах дает четырех- и восьмиугольники. Спайность по призме, хорошо выражена только в крупных кристаллах. Бесцветный, редко окрашен в розовый, буроватый или синевато-зеленоватый цвет. Чаще всего бывает включен в биотит, амфибол и другие породообразующие и акцессорные минералы, где вокруг него наблюдаются четкие плеохроирующие каемки.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_o = 1,968 - 2,015$; $n_o = 1,924 - 1,965$; $n_e - n_o =$

= 0,044—0,055, благодаря чему имеет очень высокий рельеф и резкую шагреневую поверхность. Изредка аномально двусный с 2σ до 10° . Угасание прямое, удлинение положительное. Иногда имеет зональное строение. Интерференционная окраска в разрезах, параллельных оптической оси третьего или четвертого порядка — синяя, зеленая, желтая, красная; базальные срезы изотропны, дают интерференционную фигуру в виде креста с изохроматическими кольцами. В результате метакричного распада (саморазложение с сохранением формы

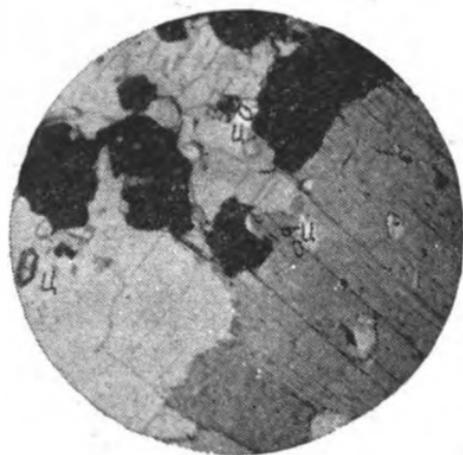


Рис. 81. Циркон (Ц) в граните. Ув. 90, при 1 ник.

кристалла под действием α -излучения) становится частично или полностью изотропным и обогащается водой (циртолит, малакон). А. Н. Винчелл считает, что малакон самостоятельный минерал, а не продукт разрушения циркона, на который он очень похож, и отличается изогнутостью граней и мозаичным строением, обнаруживаемым под микроскопом. Другие продукты разрушения циркона неизвестны.

Похожие минералы. Ксенотим, монацит, сфен. От ксенотима циркон отличается отсутствием хорошей спайности, двойников, большим преломлением и меньшим двупреломлением; от монацита — одноосностью, прямым угасанием, большим двупреломлением; от сфена — более низкой интерференционной окраской, формой и небольшими размерами; от дюмортьерита — значительно более высоким двупреломлением и иным оптическим знаком.

Происхождение. Широко распространенный аксессуарный минерал, характерный для гранитов, сиенитов, диоритов, их эффузивных аналогов, пегматитов. Парagenезис: ксенотим, монацит. Встречается в гнейсах, сланцах. Переходит в россыпи.

Шабазит $(Ca, Na)[AlSi_2O_6] \cdot 6H_2O$ (группа цеолитов). Тригональная сингония.

Обычно представлен таблитчатыми, ромбоэдрическими, похожими на кубы, кристаллами, радиально-лучистыми агрегатами, неправильными зернами. Наблюдаются сложные формы и двойники прорастания (рис. 82). Ясная ромбоэдрическая спайность. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный или отрицательный, иногда двуосный. $n_e(n_g) = 1,478-1,490$; $n_o(n_p) = 1,480-1,485$; $n_o - n_e = 0,002$; $n_e - n_o = 0,005$. Рельеф отрицательный, на нижней поверхности шлифа заметна шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны вследствие изометричных очертаний неопределим. Оптические аномалии выражаются также и в секториальном погасании; тогда $2v = 0-30^\circ$,

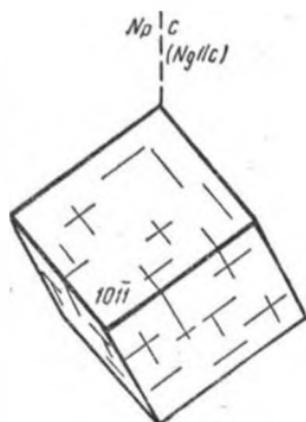


Рис. 82. Шабазит

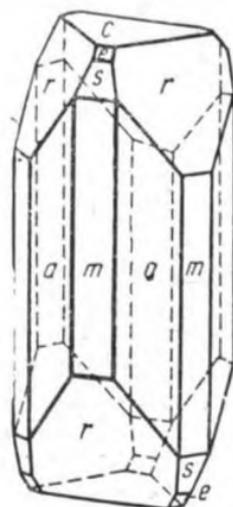
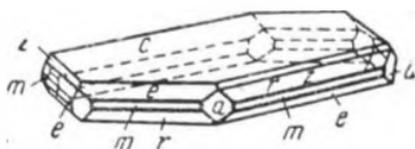
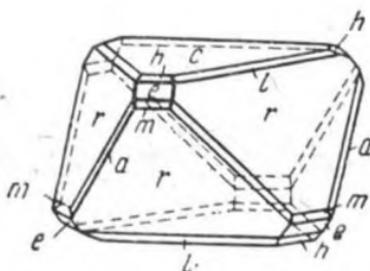
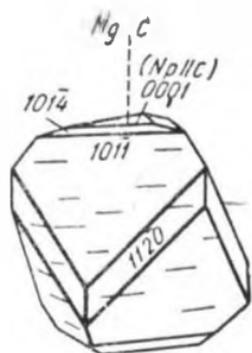


Рис. 83. Эвдиалит. Форма кристаллов

а $n_g = 1,488$; $n_m = 1,485$; $n_p = 1,485$; $n_g - n_p = 0,003$. Цвета интерференции темно-серые, первого порядка.

Похожие минералы. Другие цеолиты. От них шабазит отличается ромбоэдрической формой и слабым двупреломлением.

Происхождение. Гидротермальный. Образуется в пустотах и трещинах базальтов, диабазов. Ассоциирует с филлипситом, кальцитом и др.

Эвдиалит — $(\text{Na}, \text{Ca})_6\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})?$ Содержит до 3% $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Y})_2\text{O}_3$. Тригональная сингония. В шлифах встречается в виде зерен разных размеров и разнообразных по форме кристаллов (рис. 83). Спайность средняя по (0001) и несовершенная по (1120). Бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_e = 1,615$; $n_o = 1,610$; $n_e - n_o = 0,005$. Ясный рельеф и ясная шагреневая поверхность. Иногда окрашен в красноватый или желтоватый цвета и слабо плеохроирует с изменением интенсивности окраски. Абсорбция $N_o > N_e$. Часто имеет зонарную или часовую структуру. В некоторых случаях аномально двусосен с переменным углом $2v = 0 - 30^\circ$ в одном зерне. Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка. Иногда почти изотропный. Знак главной зоны зависит от разреза.

Включения. Часто содержит микролиты плагиоклаза, зерна арфведсонита, содалита, которые нередко переполняют кристаллы эвдиалита.

Разновидности. Эвколит — разновидность, обогащенная Fe и содержащая Ce. Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,621$; $n_e = 1,618$; $n_o - n_e = 0,003$. Эвдиалит с эвколитом образуют изоморфный ряд, промежуточным членом которого является мезодиалит.

Похожие минералы. Аномально двупреломляющий гранат. Эвдиалит отличается от граната меньшим преломлением.

Происхождение. Встречается как второстепенный минерал в некоторых щелочных гранитах, нефелиновых сиенитах, их пегматитах, фойяитах, тингуаитах, в парагенезисе с нефелином, эгирином, щелочным амфиболом, лампрофиллитом, ринколитом и др.

Минералы, встречающиеся в этой группе

Везувиан	107
Мелилит	115

МИНЕРАЛЫ БЕСЦВЕТНЫЕ, ОДНООСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ

Апатит — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ (фторапатит), $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$ (хлорапатит) и $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3[\text{OH}]$ (гидроксилапатит). Гексагональная сингония.

В шлифе встречается в виде длинно- и тонкопризматических, игольчатых кристаллов с шестиугольниками в поперечном разрезе (высокотемпературная разновидность), таблитчатых, вытянутых, округленных, изомет-

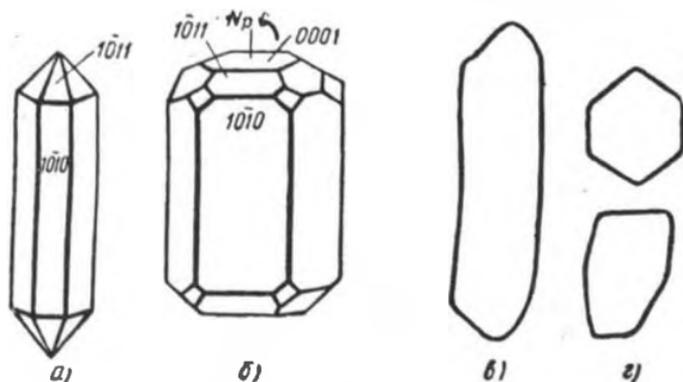


Рис. 84. Апатит. Форма кристаллов

ричных и неправильных зерен (низкотемпературная разновидность). Спайности нет. Трещины отдельности поперек удлинения видны на крупных кристаллах (рис. 84, 85).

Бесцветный или слабо окрашенный: синий, фиолетовый, розовый, бурый, серо-черный от включений с равномерным или неравномерным распределением окраски.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,633$ — $1,667$; $n_e = 1,630$ — $1,664$; $n_o - n_e = 0,003$. Высокий рельеф, ясная шагреневая поверхность. Если окрашен, то слабо плеохроирует с изменением интенсив-



Рис. 85. Апатит (А) в граните. Ув. 64, при 1 ник.

ности окраски. Абсорбция по схеме $N_e > N_o$, редко $N_o > N_e$. Угасание прямое. Знак зоны отрицательный. Иногда бывает аномально двуосным с углом оптических осей, достигающим до 20° . Интерференционная окраска серая, индигово-серая, первого порядка (при нормальной толщине шлифа). Интерференционная фигура на базальных разрезах в виде неясного креста.

Включения. Апатит некоторых пород содержит темные включения, часто расположенные параллельно удлинению или зонально. Нередки включения газовой фазы, а также мельчайших кристалликов циркона, монацита и др. Сам апатит часто содержится внутри зерен породобразующих минералов.

Продукты разрушения апатита неизвестны.

Похожие минералы: нефелин, андалузит, мелилит, везувиан, топаз, цоизит. От нефелина он отличается формой кристаллов, более высоким преломлением и наличием шагреновой поверхности. От андалузита — по осности. От мелилита — по иному знаку удлинения, отсутствию спайности. От везувиана — по меньшему преломлению и отсутствию аномальной интерференционной окраски, характерной для везувиана. От топаза — по осности, опти-

ческому знаку, отсутствию спайности. И, наконец, от цоизита — по осности, оптическому знаку, отсутствию спайности и аномальной интерференционной окраске.

Происхождение. Апатит — типичный магматогенный минерал, характерный для интрузивных и эффузивных кислых, средних и основных пород. Может быть гидротермальным. Вследствие высокой устойчивости переходит в осадочные породы. Широко распространен

Берилл — $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Гексагональная сингония. В качестве примесей могут присутствовать Na, Li, Cs, Rb, K, Ga, La, Sc и др.

Встречается в виде призматических, короткостолбчатых кристаллов и неправильных зерен. Спайность пло-

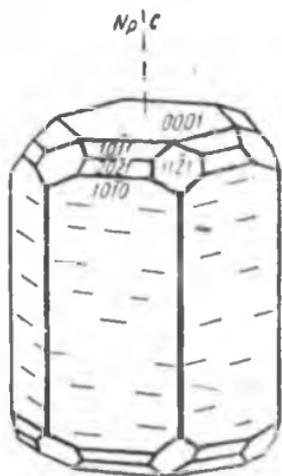


Рис. 86. Берилл

хая по (0001). В шлифе нормальной толщины бесцветный (рис. 86).

Оптические свойства: одноосный, отрицательный. $n_o = 1,567-1,594$; $n_e = 1,563-1,586$; $n_o - n_e = 0,004-0,008$. Преломление повышается с увеличением содержания щелочей. Рельеф слабый, шагреньевая поверхность отсутствует. Угасание прямое.

Знак главной зоны отрицательный. В толстых шлифах может плеохроировать (табл. 5).

Таблица 5

	Изумруд	Синий берилл	Желтый берилл	Розовый берилл
Ne	Цвет морской волны	Синий	Красновато-желтый	Бледно-розовый
No	Желтовато-зеленый	Зеленоватосиний до бесцветного	Золотистожелтый	Бесцветный

Схема абсорбции $Ne > No$, редко $No > Ne$. Интерференционная окраска серая, первого порядка (в шлифах нормальной толщины).

Продукты замещения. Довольно легко переходит в каолинит, реже замещается серицитом.

Похожие минералы. В неправильных зернах берилл очень похож на кварц, от которого его можно отличить только с помощью точных методов: имеет отрицательный оптический знак. В измененных породах берилл содержит продукты замещения, а кварц чистый.

Происхождение. Встречается в гранитных пегматитах, кварцевых жилах, грейзенах. Парагенезис: флюорит, топаз, турмалин, вольфрамит, молибденит и др. Переходит в россыпи.

Везувиан — $Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4[Si_2O_7]_2[SiO_4]_5(OH, F)_4$ (формула приблизительная).

Тетрагональная сингония. Часто содержит примесь Fe, Li иногда В.

Образует короткостолбчатые и короткошестоватые кристаллы, агрегаты, неправильные зерна (рис. 87). Спайность несовершенная. В шлифе бесцветный или очень слабо окрашен в буроватые, зеленоватые, желтоватые, редко голубоватые или розоватые оттенки.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, очень редко положительный. $n_o = 1,705-1,738$;

$n_e = 1,701—1,732$; $n_o - n_e = 0,004—0,006$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Очень характерна низкая аномальная интерференционная окраска: густая синяя, грязная оливково-зеленая, буроватая, буровато-сиреневая, распределяющаяся иногда зонально, иногда в виде структуры песочных часов, или участками с постепенными переходами от одной окраски к другой. Это же явление может наблюдаться и при одном никеле.

Минерал стойкий, продукты его изменения неизвестны.

Похожие минералы. Везувин сходен с топазом, андалузитом, цоизитом, мелилитом, апатитом. От топаза и андалузита отличается более высоким преломлением, одноосностью, аномальной интерференцией, от цоизита — одноосностью, отрицательным оптическим знаком; от мелилита — большим преломлением и аномальными цветами интерференции, а от апатита — большим преломлением.

Происхождение. Везувин — типичный контактно-метаморфический минерал. Образуется при изменении известняков и доломитов. Ассоциация: гроссуляр, диопсид, эпидот, хлориты, скаполиты и др.

Дипир — $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ (80—50%) и $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$ (20—50%). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

В шлифе представлен призматическими и столбчатыми кристаллами и неправильными зернами. Спайность совершенная в двух направлениях: по (100) и (110). Под микроскопом бесцветный.

Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,55—1,57$; $n_e = 1,54—1,55$; $n_o - n_e = 0,010—0,020$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. На разрезе, параллельном оптической оси, интерференционная окраска меняется от первого до второго порядка. На базальных срезах, как и все минералы этой группы, дает тетрагональные или восьмигранные формы и ведет себя как изотропный минерал.

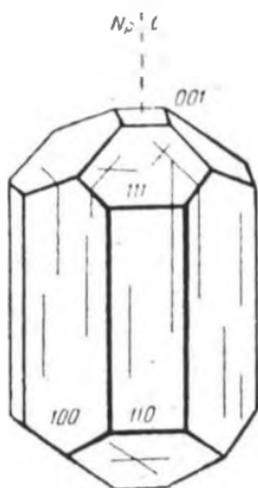


Рис. 87. Везувин

Часто содержит обильные включения кальцита, углестого вещества, зерен кварца, рутила, турмалина, полевых шпатов, граната, амфибола, чешуек слюды и др.

При изменении переходит в шабазит, стильбит, эпидот, клинохлор, изотропное вещество и др.

Сходен с андалузитом и полевыми шпатами. У андалузита большее преломление; у полевых шпатов — косое угасание и двойниковое строение.

Встречается в метаморфических породах и в зоне эндо- и экзоконтакта интрузий.

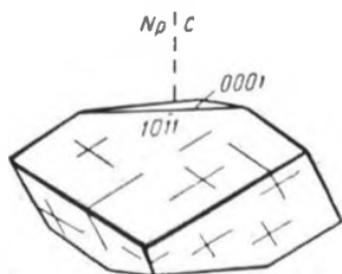


Рис. 88. Доломит



Рис. 89. Форма кристаллов доломита (D). Ув. 64, при 1 ник.

Доломит — $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Тригональная сингония.

Встречается в виде неправильных, более или менее изометричных зерен, реже в кристаллах ромбоэдрического облика, часто с искривленными гранями ромбоэдра. В шлифе разрезы имеют ромбические очертания (рис. 88, 89). Спайность совершенная по ромбоэдру. Бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,679—1,698$; $n_e = 1,502—1,513$; $n_o - n_e = 0,177—0,185$. Благодаря большому различию показателей преломления доломит в разрезах, параллельных оптической оси, обладает резко выраженной псевдоабсорбцией и очень высокой интерференционной окраской. В базальном сечении дает четкую интерференционную фигуру в виде креста с яркими изохроматическими кольцами. В результате давления приобретает полисинтетич-

ческое двойникование. Угасание прямое. Удлинение неопределимо.

Похожие минералы. Кальцит. Имеет более низкое преломление, чаще полисинтетически сдвойникован, реже образует правильные кристаллы и легко растворяется в соляной кислоте.

Происхождение. Типичный минерал осадочных пород. В магматогенных встречается как гидротермальный — в жилах, пустотах, но значительно реже, чем кальцит.

Кальцит — CaCO_3 . Тригональная сингония.

Образует чрезвычайно различные по облику, нередко сложные кристаллы, чаще же зерна неправильной формы, мелкозернистые

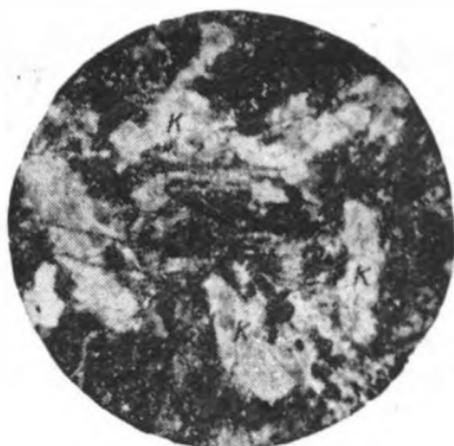
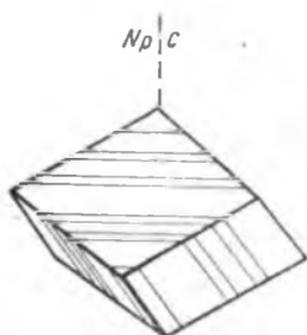
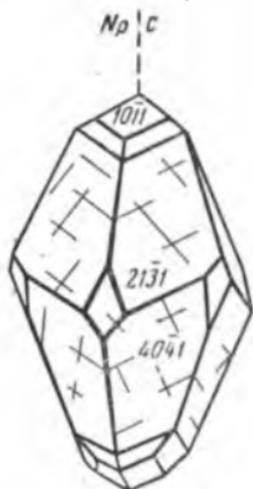


Рис. 90. Кальцит. Форма кристаллов

Рис. 91. Вторичный кальцит (K) в граните. Ув. 64, при 2 ник.

агрегаты. Спайность весьма совершенная, очень четко выраженная по ромбоэдру ($10\bar{1}1$), на соответствующих разрезах пересекается под углом около 75° . Часто встречаются полисинтетические двойники. В шлифе бесцветный, редко окрашен бурыми окислами железа.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,658$; $n_e = 1,486$; $n_o - n_e = 0,172$. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. На разрезах, парал-

лельных оптической оси, наблюдаются резкий рельеф, шагреневая поверхность, явление псевдоабсорбции и перламутровая, радужная интерференционная окраска. На базальных срезах ведет себя как изотропный минерал, но дает четкую интерференционную фигуру в виде креста с многочисленными изохроматическими кольцами. Вследствие высокого двупреломления даже на срезах, близких к базальным, дает высокую интерференционную окраску (рис. 90, 91).

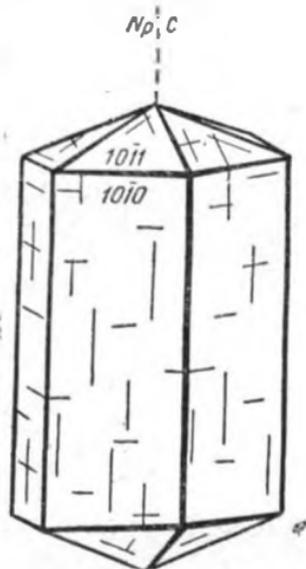


Рис. 92. Канкринит. Форма кристаллов

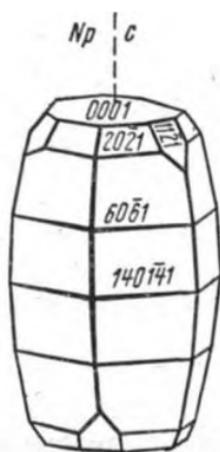


Рис. 93. Корунд. Форма кристаллов



Происхождение. В магматических породах — гидротермальном — заполняет трещинки, пустоты, миндалины, жеды, развивается по плагиоклазам и цветным минералам. Очень редко может быть первичномагматическим.

Канкринит — $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6[\text{CO}_3, \text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Группа фельдшпатидов. Гексагональная сингония.

В шлифе редко встречается в виде столбчатых или призматических кристаллов, чаще — неправильные зерна, чешуйчатые агрегаты (рис. 92). Весьма совершенная спайность по $(10\bar{1}0)$ и совершенная по (0001) . Бесцветный, но вследствие дисперсионного эффекта кажется розоватым.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный, $n_o=1,524-1,489$; $n_e=1,498-1,485$; $n_o-n_e=0,026-0,0005$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Интерференционная окраска яркая, пестрая, первого и второго порядка (в шлифах нормальной толщины).

Разновидности. Вишневит — сульфатный канкринит; давин — калийсодержащий канкринит, оптически положительный, редко отрицательный. $n_o=1,518-1,520$; $n_e=1,517-1,522$; $n_o-n_e=0,001-0,003$. Встречается редко.

Продукты замещения. Вообще канкринит стойкий минерал, но иногда переходит в натролит и другие цеолиты.

Похожие минералы. Канкринит в чешуйчатых агрегатах очень похож на мусковит или серицит. Однако у последних преломление выше канадского бальзама, а у канкринита ниже, кроме того, канкринит одноосный.

Происхождение. Канкринит — вторичный минерал, продукт разрушения нефелина, совместно с которым он встречается и указателем на который является. Характерен для нефелинсодержащих интрузивных и эффузивных пород. Встречается редко.

Корунд — Al_2O_3 . Тригональная сингония (α -корунд).

В шлифе встречается в виде бочковидных, столбчатых, пирамидальных, пластинчатых кристаллов или остроугловатых неправильных зерен. Спайности нет. Двойники простые, прорастания и полисинтетические (рис. 93).

Под микроскопом бесцветный, синеватый, розоватый, иногда с пятнистым или зональным распределением окраски.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o=1,767-1,771$; $n_e=1,759-1,763$; $n_o-n_e=0,008$. Высокий рельеф, резкая шагреневая поверхность. У окрашенных разностей плеохроизм по No — индиговый, синий, пурпурный; по Ne — светло-синий, желто-зеленый, светло-желтый. Абсорбция $No > Ne$, слабая. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Часто аномально двуосный с $2v=0-32^\circ$. Интерференционная окраска должна быть низкой, белой первого порядка, но корунд, обладая высокой твердостью в шлифах, всегда

толще других минералов, поэтому цвета интерференции его всегда более высокие.

Продукты замещения. При постмагматических изменениях переходит в мусковит, шпинель, кианит, силлиманит, диаспор и др.

Происхождение. Как первичный второстепенный минерал иногда присутствует в обогащенных глиноземом магматогенных породах (в некоторых гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах, анортозитах, пегматитах). Изредка в андезитах, базальтах и др. Кроме того, корунд может быть контактно-пневматолитовый, встречается в продуктах регионального метаморфизма (разнообразные сланцы). Благодаря высокой устойчивости переходит в россыпи.

Магнезит — $MgCO_3$. Тригональная сингония.

Содержит примесь железа.

Встречается в виде неправильных зерен, волокнистых и зернистых агрегатов. Кристаллы, имеющие форму ромбоэдров или призм, редки (рис. 94). Спайность совершенная по ромбоэдру ($10\bar{1}1$). Полисинтетических двойников не образует. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный минерал; $n_o = 1,700—1,719$; $n_e = 1,509—1,527$; $n_o - n_e = 0,191—0,192$. Большое различие в показателях преломления обуславливает чрезвычайно резко выраженную псевдоабсорбцию в разрезе, параллельном оптической оси. В базальном сечении дает интерференционную фигуру в виде четкого креста с изохроматическими кольцами. Угасание прямое. Знак зоны вследствие изометричного габитуса не определяется. Интерференционная окраска четвертого порядка, радужная.

Разновидности. Брейнерит — содержит до 30% сидеритовой составляющей, встречается в серпентинитах.

Похожие минералы кальцит, доломит, сидерит, сфен, касситерит.

От других карбонатов магнезит можно отличить только при непосредственном сравнении. У него преломление

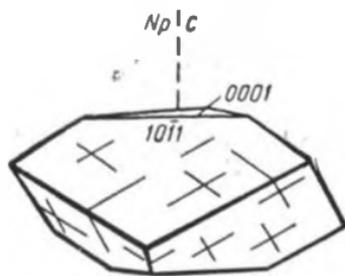


Рис. 94. Магнезит

больше, чем у кальцита и доломита и меньше, чем у сидерита. Более или менее надежное определение дает химический анализ. От сфена отличается одноосностью, от касситерита — отрицательным оптическим знаком.

Происхождение. В магматических породах встречается в виде вторичного минерала, образующегося за счет разрушения первичных.

Метасоматический магнетит встречается в известняках, метаморфический — в тальковых и хлоритовых сланцах, лиственитах, серпентинитах.

Мариазит — $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ с изоморфной примесью до 20% мейонита — $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8][\text{SO}_4, \text{CO}_3]$. Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Встречается преимущественно в виде неправильных зерен или призматических и столбчатых кристаллов с совершенными трещинами по (100) и (110). В шлифе бесцветный (рис. 95).

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный минерал, $n_o = 1,539$; $n_e = 1,537$; $n_o - n_e = 0,002$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение отрицательное. Интерференционная окраска в срезах, параллельных оптической оси, темно-серая первого порядка; в базальных срезах ведет себя как изотропный минерал. Интерференционная фигура неясная. Разрушаясь, переходит в клинохлор, кварц, кальцит, шабазит, стильбит, эпидот и др.

Включения бывают обильны и могут занимать объем больший, чем сам включающий минерал. Они представлены разнообразными пороодообразующими и аксессуарными минералами (см. дипйр).

Похож на андалузит и полевые шпаты. От первого мариазит отличается меньшим преломлением; от полевых шпатов — прямым угасанием и отсутствием полисинтетических двойников.

Встречается в метаморфизованных эффузивных породах и в зоне контактов.

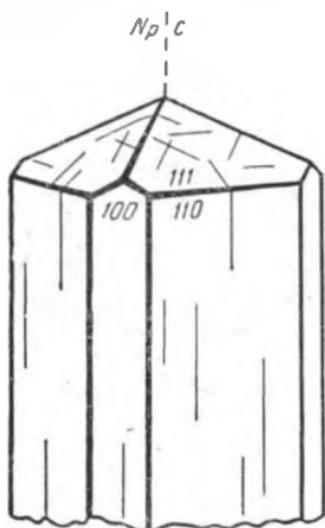


Рис. 95. Мариазит

Мейонит — $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$ (0—20%) и $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3 \times [\text{SO}_4, \text{CO}_3]$ (80—100%). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Чаще встречается в виде неправильных зерен, но образует и призматические и столбчатые кристаллы с совершенной спайностью по (100) и (110). В шлифе бесцветный.

Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,596$; $n_e = 1,557$; $n_o - n_e = 0,039$. Ясный рельеф и едва заметная шагрень.

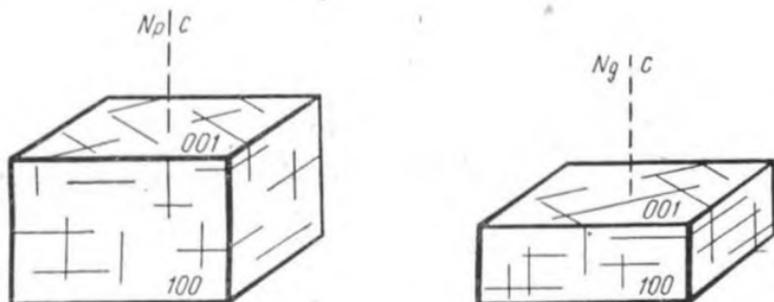


Рис. 96. Мелилит. Форма кристаллов

вая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. На срезах, параллельных оптической оси, интерференционная окраска третьего порядка. Срезы, перпендикулярные оптической оси, изотропные, имеют форму четырех- или восьмиугольников.

Часто содержит многочисленные включения, такие же и в таком же объеме, как маршалит, дипир, мицзонит. Продукты разрушения те же. Признаки отличия от андалузита и полевых шпатов см. дипир.

Встречается как вторичный продукт в современных лавах, гнейсах, сланцах, в зоне контакта с известняками.

Мелилит — $(\text{Ca}, \text{Na})_2[\text{Mg}, \text{Al}](\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$. Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде таблитчатых или короткостолбчатых кристаллов, в форме коротких призм с пирамидальными окончаниями или без них, в виде неправильных зерен (рис. 96). Иногда имеет волокнистое строение. Спайность несовершенная по (001) и по (100). Под микроскопом чаще бесцветен, если окрашен, то слабо в буроватые, желтоватые или зеленоватые цвета.

Оптические свойства. $n_o = 1,669—1,633$; $n_e = 1,658—1,639$; $n_o - n_e = 0,011—0,006$, иногда почти изотропный. Заметная шагреневая поверхность и рельеф. Угасание прямое. Знак зоны может быть и положительным и отрицательным. Одноосный. Оптический характер даже в одном зерне может быть то положительным, то отрицательным. Когда окрашен, то слабо плеохроирует со схемой $No > Ne$: по No — светлый, коричневато-желтый, по Ne — светлый, зеленовато-желтый. Интерференционная окраска аномальная, очень низкая — тусклая, чернильно-синяя или темно-серая, первого порядка.

Продукты замещения. При разрушении мелилит может переходить в цеолиты.

Похожие минералы. Мелилит можно спутать с цоизитом; окраска, осьность и отсутствие спайности помогают его отличить от цоизита. Мелилит похож и на везувиан, часто дающий подобную же интерференционную окраску, но у везувиана заметно более высокое преломление и иная минеральная ассоциация (контактные минералы) — волластонит, пироксен, гранат и др. От сходного андалузита мелилит отличается низкой интерференционной окраской, которая у андалузита всегда нормальная. От апатита отличается тем, что не встречается в кислых породах.

Происхождение. Мелилит — очень редкий минерал. Встречается в основных и ультраосновных щелочных породах вместе с нефелином, лейцитом, оливином, пироксеном, перовскитом (мелилитовые базальты и др.).

Мицзонит — $Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl$ (20—50%) и $Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3[SO_4, CO_3]$ (50—80%). Группа скаполита. Тетрагональная сингония.

Форма кристаллов и зерен, как у мариалита, дипирапризматическая, столбчатая, неправильная. Спайность совершенная по (100) и (110). В шлифе мицзонит бесцветный.

Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,57—1,60$; $n_e = 1,55—1,56$; $n_o - n_e = 0,020—0,040$. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Рельеф слабый, шагреневой поверхности нет. На срезах, параллельных оптической оси, интерференционная окраска яркая, второго и третьего порядка, т. е. выше, чем у мариалита и дипира.

Нередко содержит многочисленные включения кальцита, кварца, рутила, турмалина, амфиболов, пироксе-

нов, граната и других, которые по объему могут превышать объем включающего минерала.

Можно спутать с андалузитом и полевыми шпатами. Отличие: более высокое двупреломление, от андалузита отличается еще и меньшим преломлением, а от полевых шпатов — прямым угасанием и отсутствием полисинтетического двойникования.

При разрушении переходит в шабазит, стильбит, эпидот, клинохлор, кварц, кальцит и изотропное вещество. Встречается как вторичный минерал в пегматитах; как

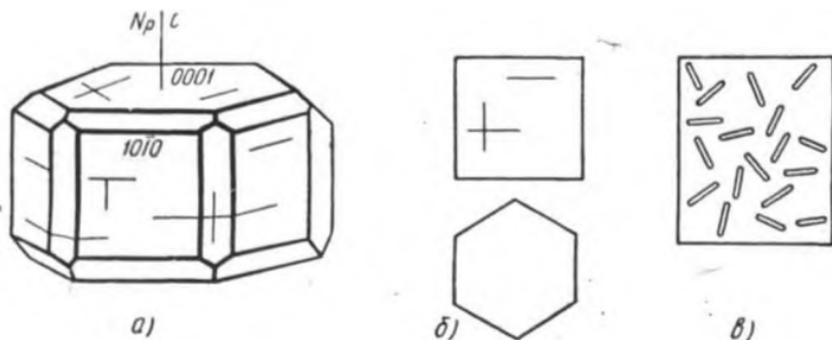


Рис. 97. Нефелин:

а — кристалл, б — разрезы, в — разрез с включениями эгирина

контактно-метаморфический минерал известен, главным образом, на контакте с известняками.

Нефелин — $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$. Группа фельдшпатидов. Гексагональная сингония.

В шлифе нефелин образует неправильные зерна, шестиугольные толстотаблитчатые или короткостолбчатые кристаллы, которые в поперечном разрезе дают прямоугольные, квадратные или гексагональные формы. Иногда имеет зональное строение. Спайность несовершенная. Двойников не образует. Бесцветный, прозрачный. Мутная разновидность называется *элеолитом*, в проходящем свете он сероватый (рис. 97, 98).

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный; $n_o = 1,532—1,547$; $n_e = 1,529—1,542$; $n_o - n_e = 0,003—0,005$. Иногда почти изотропный. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Погасание прямое. В изометричных сечениях удлинение может быть и положительным, и отрицательным, в удлиненно-призматиче-



Рис. 98. Нефелин (H) в мариуполите. Ув. 24, при 2 ник.

ских — отрицательным. Изредка аномально двуосен с углом оптических осей до 6° . Интерференционная окраска серая, первого порядка (в шлифах нормальной толщины). В некоторых случаях оптические свойства нефелина даже в одной породе значительно колеблются, что связано с изменением содержания аортитовой составляющей — почти постоянной примесью в нефелине.

Продукты замещения. Нефелин может

замещаться различными минералами. Наиболее часто наблюдается преобразование в массу волокнистых цеолитов (натролит с томсонитом или филлипситом), анальцитом или содалит. Нередко нефелин замещается канкринитом, значительно реже — серицитом и мусковитом с одновременным образованием кальцита. Иногда по нефелину развивается каолинит, гранат, коллоидальное вещество, а также гидронефелин — агрегат неправильных зерен, часто с волокнистой структурой, с несовершенной спайностью, бесцветный с $n_e=1,502$; $n_o=1,490$; $n_e-n_o=0,012$, с отрицательным рельефом, желтоватосерой интерференционной окраской первого порядка, одноосный, положительный.

Похожие минералы. Нефелин в шлифе можно спутать с целым рядом минералов: кварцем, ортоклазом, апатитом, скаполитом, кордиеритом, альбитом. От кварца он отличается по меньшим преломлению и двупреломлению, а также по оптическому знаку; от ортоклаза — по форме кристаллов, одноосности; от апатита — по меньшему преломлению, отсутствие удлиненных призмочек, как у апатита; от скаполита — по отсутствию спайности, меньшему преломлению; от кордиерита — по форме, меньшему двупреломлению; от альбита — осностью, отсутствием спайности.

Происхождение. Нефелин встречается почти исключительно в щелочных бедных кремнеземом магматических породах, как в глубинных (нефелиновые сиениты и др.), так и в излившихся (фонолиты, тефриты, нефелиновые порфиры), а также в сопутствующих пегматитах. Нефелин был описан в реакционной зоне пегматита с доломитом (р. Слюдянка). Изредка встречается в сланцах и гнейсах. Никогда не встречается совместно с кварцем.

Сидерит — FeCO_3 . Тригональная сингония.

Образует пластинчатые и ромбоэдрические кристаллы, часто с искривленными гранями, неправильные зерна, сферолиты. Двойники по (0112), иногда полисинтетические (рис. 99). Спайность совершенная по ромбоэдру. В шлифе бесцветный, скорее сероватый, иногда буроватый.

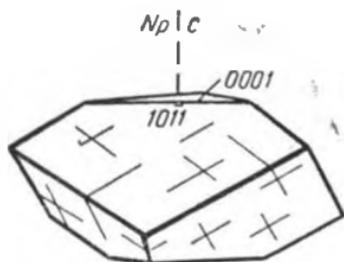


Рис. 99. Сидерит

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,875$; $n_e = 1,633$; $n_o - n_e = 0,242$, благодаря чему наблюдается высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность, не исчезающие, как у кальцита, при повороте столика микроскопа. Угасание прямое. Знак главной зоны не определим вследствие изометричности форм. Окрашенные разности слабо плеохроируют от пепельно-серого до коричневатого цвета. Абсорбция $N_o > N_e$. При изменении переходит в лимонит, гематит или даже магнетит.

От других карбонатов отличается тем, что оба показателя преломления больше преломления канадского бальзама.

Происхождение. Как вторичный минерал встречается в пегматитах, пустотах базальтов. В кварцевых жилах. Метасоматический сидерит находят в известняках. Встречается также в гнейсах и сланцах.

Минералы, встречающиеся в данной группе

Анализ	206
Шабазит	102

Стр.

МИНЕРАЛЫ БЕСЦВЕТНЫЕ, ДВУОСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ

Авгит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}, \text{Al}]_2\text{O}_6$. Группа пироксенов. Моноклинная сингония.

Форма зерен — толстые короткие призмы; широко-таблитчатые, неправильные зерна, реже — восьмигранники. Наблюдаются простые двойники, реже — полисинтетические и крестообразные (рис. 100, 101).

Авгит бесцветный, иногда слегка зеленоватый или буроватый. С примесью титана (титан-авгит) — бледно-фиолетовый. Спайность совершенная по призме (110) в одном направлении, но хуже чем у амфиболов, на разрезе (001) — в двух направлениях; пересекается под углом в 87° . Иногда спайность отсутствует.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,710—1,724$; $n_m = 1,687—1,703$; $n_p = 1,686—1,697$; $n_g = 0,024—0,027$. Вследствие большого показателя преломления у авгита наблюдается высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Благодаря этому бесцветные разности в шлифе выглядят сероватыми. Угол погасания ($c : Ng$) колеблется в зависимости от примеси Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 от 38 до 55° , $2v = 54—60^\circ$, пл. о. о. параллельна плоскости (010). Дисперсия оптических осей по формуле $r > v$. Если окрашен, то слабо плеохроирует: по Ng — зеленоватый, красноватый; по Nm — слабо коричневый или светло-фиолетовый, по Np — зеленовато-желтоватый. Схема абсорбции: $Nm < Np \cong Ng$. Знак зоны положительный. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных Ng , — серая, первого порядка; Nm — синяя, второго порядка; Np — красная, первого порядка (при нормальной толщине шлифа).

Продукты замещения. При изменениях, вызванных различными явлениями, замещается уралитом, серпентином, хлоритом. Иногда по нему развивается биотит, эпидот, редко кальцит, кварц.

Включения. В основных эффузивах с пойкилофитовой структурой содержит разнообразно ориентированные лейсты плагиоклаза, иногда — магнетит, апатит. В некоторых случаях наблюдаются газовой-жидкие включения и вулканическое стекло.

Похожие минералы. Август можно спутать с диопсидом. В отличие от последнего на разрезах, перпен-

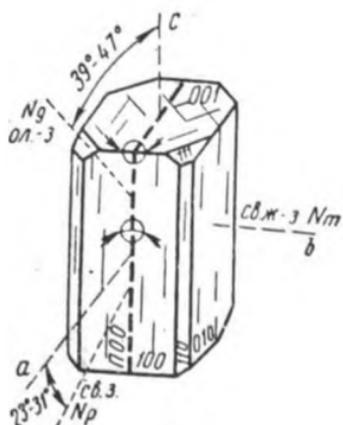
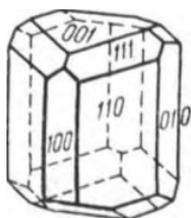
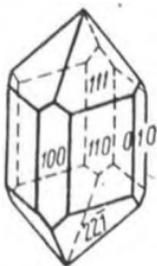
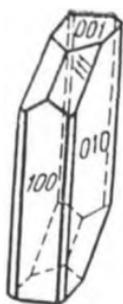


Рис. 100. Авгит. Форма кристаллов

дикулярных двум системам спайности, он имеет форму правильно-го восьмиугольника, а у диопсида грани пинакоидов более развиты, чем грани призмы. Кроме того, у авгита больший угол угасания и менее высокое двупреломление. Когда авгит имеет неправильные формы и мелкие размеры зерен, его можно спутать с эпидотом. Но у эпидота меньший угол угасания и аномальная интерференционная окраска, удлинение у него может быть и отрицательным. Две системы спайности эпидота пересекаются под углом около 65° .

Происхождение. Типичный магматический минерал. Встречается, главным образом, в габбро, базальтах, диабазах, в ультраосновных породах, редко — в диоритах и других средних породах; как исключение — в гранитах. Иногда наблюдается в контактно-метаморфических образованиях.



Рис. 101. Авгит (A) в диабазе. Ув. 64, при 1 ник.

Альбит — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (90—100%) и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (10—0%). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Форма кристаллов таблитчатая, слегка удлиненная, с правильными гранями — в эффузивах, неправильные зерна — в интрузивных породах (рис. 102). Спайность совершенная по (001), ясная по (010) и несовершенная по (110). Большой частью образует полисинтетические двойники по альбитовому, карлсбадскому и другим законам. В шлифе совершенно бесцветный, водно-прозрачный.

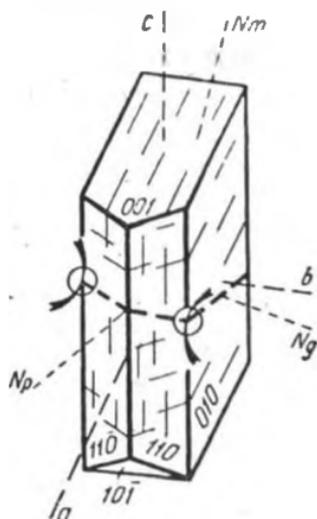


Рис. 102. Альбит

Оптические свойства. Двуосный, положительный минерал. $n_g = 1,536—1,539$; $n_m = 1,529—1,532$; $n_p = 1,525—1,529$; $n_g - n_p = 0,010—0,011$. Вследствие того, что показатель преломления близок к канадскому бальзаму, рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Колеблущееся содержание анортита обуславливает различное положение плоскости оптических осей по отношению к кристаллографическим осям.

Поэтому углы погасания всегда косые и разнообразны: на (010) — 27° , на (001) — 4° . Угол оптических осей $2v$ колеблется от 75 до 90° . Дисперсия оптических осей $r < v$. Знак зоны \pm . Интерференционная окраска серая, белая иногда с желтоватым оттенком, первого порядка.

Продукты замещения. Альбит минерал весьма стойкий, но может замещаться каолинитом и при этом мутнеет. Особенно часто по нему развивается серицит.

Похожие минералы. В разрезах, параллельных плоскостям двойникования, при отсутствии двойникования и неправильной форме зерен альбит можно спутать с кварцем, нефелином, кордиеритом. От кварца он легко отличается по преломлению, двуосности и наличию спайности. От нефелина альбит можно отличить по осности, величине двупреломления, которое у нефелина не больше $0,005$, а у альбита не меньше $0,007$. Форма

зерен (прямоугольники и шестиугольники) и прямое погасание также являются отличительными признаками нефелина. Кордиерит в отличие от альбита замещается тальком, хлоритом. Альбит очень похож по оптическим свойствам на андезин; различается по показателям преломления, которые у андезина больше канадского бальзама.

Происхождение. Альбит как первичный магматический минерал встречается в щелочных гранитах, пегматитах, кислых и средних эффузивах (альбитофиры и др.). В последних он образует порфировые вкрапленники. Присутствует в гидротермальных жилах, сланцах. Чаще всего является эпимагматическим минералом, образующимся при натровом метасоматозе и развивающимся по более основным плагиоклазам.

Андезин — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (50—70%) и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (30—50%). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Форма кристаллов широкотаблитчатая, несколько вытянутая, часты неправильные зерна, идиоморфные вкрапленники и микролиты в эффузивах. Двойникование полисинтетическое и простое (рис. 103, 104). Нередко наблюдаются зонально построенные формы. Спайность совершенная по (001), ясная по (010) и несовершенная по (110). В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Рельеф слабый, шагреневой поверхности нет. Показатели преломления колеблются в зависимости от процентного

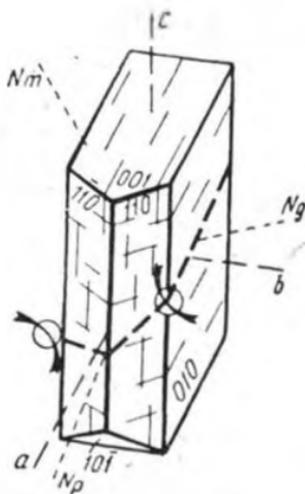


Рис. 103. Андезин

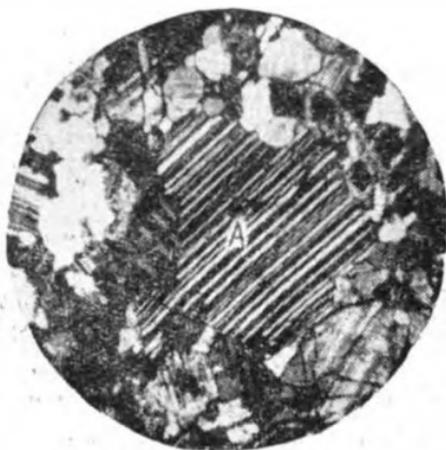


Рис. 104. Андезин (А) в диорите. Ув. 24, при 2 мик

содержания анортитовой молекулы:

31% An	70% An
n_g 1,551	1,562
n_m 1,548	1,557
n_p 1,543	1,554
$n_g - n_p$ 0,008	0,008

Угол оптических осей $2v$ близок к 90° и может быть положительным и отрицательным. Дисперсия $r < v$. Знак зоны \pm . Интерференционная окраска серая, белая первого порядка. Угол угасания на (010) — 8° , на (001) — 2° .

Продукты замещения. При разрушении переходит в эпидот, цоизит, серицит, каолинит. Замещение начинается по трещинам спайности, постепенно захватывая все зерно, иногда локализуется только в центральной или периферийной частях, подчеркивая зональность.

Похожие минералы. Андезин в разрезах, параллельных плоскостям двойникования, без правильных ограничений очень похож на кварц, от которого отличается двуосностью. От альбита легко отличается показателем преломления.

Происхождение — типичный магматогенный минерал, характерный для средних интрузивных и эффузивных пород. Встречается в диоритах, габбро-диоритах, гибридизированных гранитах и в контактно-измененных породах.

Антофиллит — $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Группа амфиболов. Ромбическая сингония.

Кристаллы длинно-призматического или таблитчатого облика редки. Обычны волокнистые агрегаты (рис. 105, 106). Две системы трещин совершенной спайности по (110) пересекаются на соответствующих разрезах под углом 125° . Кроме того, хорошая спайность по (010) и несовершенная по (100). Двойники неизвестны. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления колеблются, заметно увеличиваясь с повышением содержания железа; $n_g = 1,623 - 1,664$; $n_m = 1,616 - 1,651$; $n_p = 1,598 - 1,647$; $n_g - n_p = 0,026 - 0,017$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $2v = 58 - 65^\circ$. Дисперсия

$r < v$, слабая. Интерференционная окраска от желтой и красной первого порядка до синей второго порядка.

Включения. Нередко содержит чешуйки биотита, зерна шпинели, циркона, рутила и др.

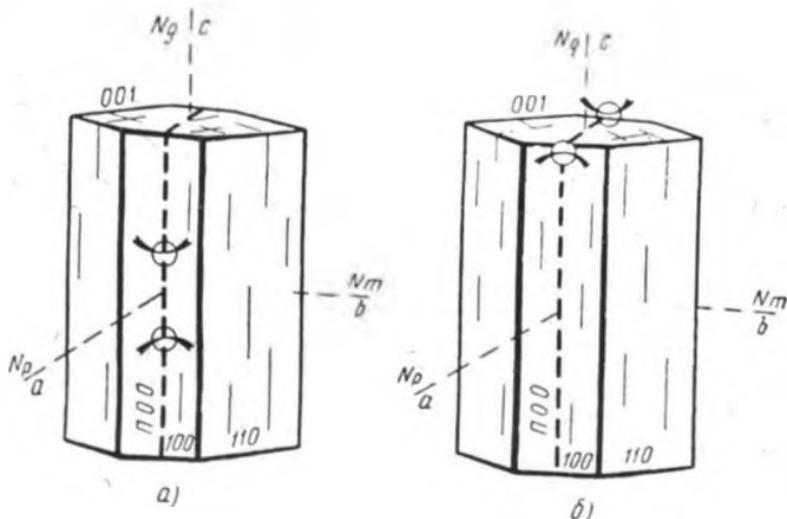


Рис. 105. Антофиллит-гедрит:
а — богатый Mg, б — богатый Fe

Разновидности. Жедрит (гедрит) — содержит до 22% глинозема. Если сильно обогащен железом, то окрашен в светло-буроватый цвет и плеохроирует: по N_g — желто-коричневый до серого и буроватого; по $N_m = N_p$ — светло-желто-коричневый. Абсорбция $N_g > N_m = N_p$. Двусный отрицательный. $2v = 70-80^\circ$. $n_g = 1,658-1,691$; $n_m = 1,651-1,676$; $n_p = 1,642-1,669$; $n_g - n_p = 0,016-0,022$. Остальные свойства аналогичны антофиллиту.

Продукты замещения. При разрушении довольно лег-



Рис. 106. Антофиллит (А) в сланцах. Ув. 90. При двух николях

ко переходит в тальк, бастит и др. Похожие минералы. Цонзит, силлиманит. От цонзита антофиллит отличается меньшим преломлением и более высоким дву-преломлением; от силлиманита — меньшим преломлением, большим углом оптических осей и слабой дисперсией.

Происхождение. Встречается исключительно в метаморфических породах: кристаллических сланцах и контактовых роговиках, возникших при метаморфизме богатых магнием пород. Иногда присутствует в серпентинитах, как реликтовый по оливину.

Барит — $BaSO_4$. Ромбическая сингония.

В шлифе встречается в виде кристаллов, имеющих таблитчатую и призматическую формы, часто в неправильных зернах и их агрегатах. Спайность

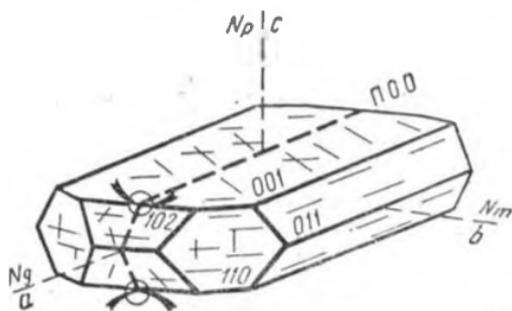


Рис. 107. Барит

совершенная по (001) и (110), образующая на поперечном разрезе угол в 78° , и несовершенная по (010). Встречаются двойники по (100). Бесцветный, редко желтый (рис. 107).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,648$; $n_m = 1,637$; $n_p = 1,636$; $n_g - n_p = 0,012$. Ясный рельеф и шагренева поверхность. Если окрашен, то плеохроирует с изменением интенсивности окраски. Угасание прямое. Знак главной зоны (удлинение) положительный. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Угол оптических осей равен $36-38^\circ$, дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Целестин, у которого ниже преломление, двупреломление и больше $2v$.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах и трещинках основных пород. Часто образует самостоятельные жилы. Распространен в рудных жилах, осадочный, экзогенный.

Брукит — TiO_2 . Ромбическая сингония.

Известен только в мелких кристаллах различ-

ного, преимущественно удлиненно-таблитчатого облика (рис. 108). Спайность отсутствует или несовершенная по (110). В шлифе бесцветный или слабо окрашен в желтоватый, красноватый или синеватый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g=2,700-2,741$; $n_m=2,584-2,586$; $n_p=2,583$; $n_g-n_p=0,117-0,158$. Чрезвычайно резко выражены рельеф и шагреньевая поверхность. Вследствие высокого дву-преломления для разных цветов спектра меняется поло-

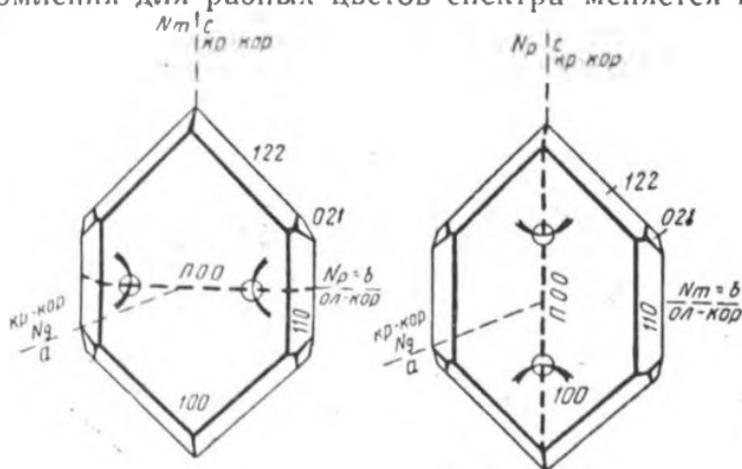


Рис. 108. Брукит

жение пл. о.о. Так, в красном свете пл. о.о. параллельна (001), а в синем — параллельна (010). Плеохроизм слабый: по N_g — лимонно-желтый, бурый, винно-желтый, оранжево-красный или красно-коричневый; по N_m — оранжевый, бурый, слабо-коричневый или бесцветный; по N_p — оранжевый, коричнево-бурый, оливковый, бесцветный. Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$ или $N_m > N_g > N_p$ слабая. Угасание прямое. Знак зоны в одних срезах положительный, в других — отрицательный. Угол оптических осей $2v=10-30^\circ$. Дисперсия, в зависимости от положения пл. о.о., то $r > v$, то $r < v$, очень сильная. Наблюдается сильная дисперсия двупреломления — $r > v$. Интерференционная окраска четвертого порядка.

Похожие минералы — рутил, псевдобрукит. От рутила отличается дисперсией двупреломления; от псевдобрукита — менее интенсивной окраской и более высоким преломлением.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах магматогенных и метаморфических пород и как вторичный продукт образуется при разрушении титансодержащих минералов. Редкий.

Гармотом — $(K_2, Ba)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 5H_2O$ (группа цеолитов). Моноклинная сингония.

В шлифе очень похож на филлипсит, образует крестообразные двойники, четверники, таблитчатые и столбча-

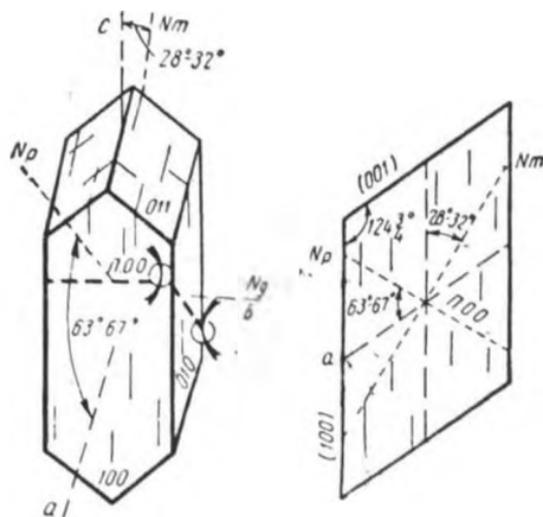


Рис. 109. Гармотом

тые кристаллы вытянутые по оси c (рис. 109), пластинки. Спайность ясная по (010) и несовершенная по (001) . Бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,508-1,514$; $n_m = 1,505-1,509$; $n_p = 1,503-1,506$; $n_g - n_p = 0,005-0,008$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания по b : $Ng = 0^\circ$; по c : $Nm = 28-32^\circ$; по a : $Np = 63-67^\circ$. Удлинение может быть и положительным и отрицательным. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010) . Угол оптических осей — $2v = 79^\circ$. Слабая перекрещенная дисперсия. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы — филлипсит, десмин. От филлипсита гармотом отличается большим преломлением и иным погасанием по оси b ; от десмина — большим углом оптических осей и иной ориентировкой пл. о.о.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах и миндалинах основных эффузивов вместе с другими цеолитами, кальцитом и др. Известен в гидротермальных рудных жилах.

Гейландит — $(Ca, Na_2)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$ (группа цеолитов). Моноклинная сингония.

В шлифе обычен в виде таблитчатых, пластинчатых или почти квадратных ромбического облика кристаллов,

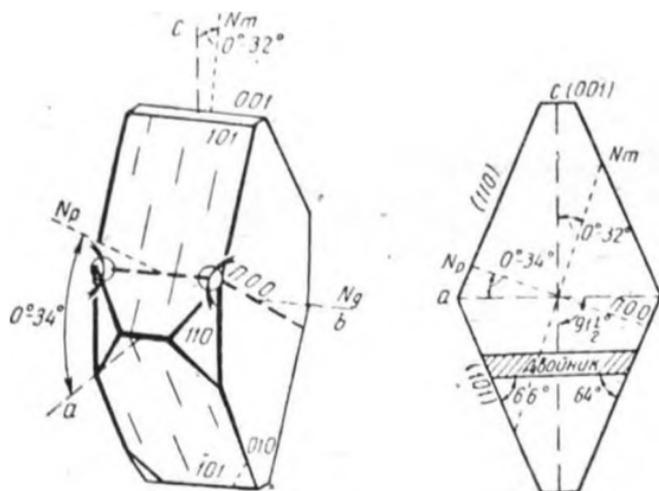


Рис 110. Гейландит

листочков, субпараллельных и радиально-лучистых агрегатов. Спайность совершенная по (010). Бесцветный (рис. 110).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,501-1,505$; $n_m = 1,497-1,500$; $n_p = 1,496-1,499$; $n_g - n_p = 0,005-0,006$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $a : Np = 0-34^\circ$; $c : Nm = 1^\circ 30'-32^\circ$; $b : Ng = 0^\circ$. Пл. о.о. перпендикулярна (010). Знак главной зоны отрицательный, но в некоторых срезах может быть и положительным. Угол оптических осей — $2v = 34^\circ$. Дисперсия $r > v$, ясная, перекрещенная. Интерференционная окраска темно-серая, серая первого порядка (в шлифах нормальной толщины).

Похожие минералы — сколецит, имеющий большее преломление, ломонтит и десмин, обладающий большим двупреломлением и иной ориентировкой пл.

о.о., эпистильбит, также с большим двупреломлением и положительным удлинением.

Происхождение. Гидротермальный. Выполняет пустоты и трещины в основных эффузивах и сланцах в ассоциации с другими цеолитами. Встречается и в гидротермальных рудных жилах.

Гидраргиллит (гиббсит) — $\text{Al}(\text{OH})_3$. Моноклинная сингония.

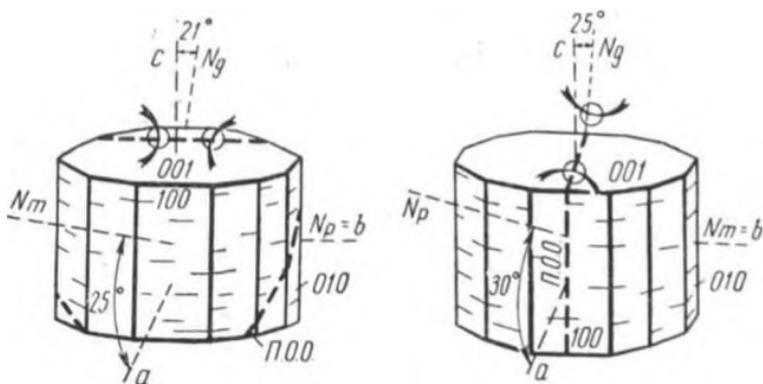


Рис. 111. Гидраргиллит

Встречается в виде листочков, шестиугольных табличек, тончешуйчатых, микрозернистых, радиально-лучистых и лучисто-листоватых агрегатов, в натечных формах и шаровых конкрециях. Спайность весьма совершенная по базопинакoidу (001). Часто образует сложные двойниковые сростки. В шлифе бесцветный (рис. 111).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,587-1,589$; $n_m = 1,566-1,568$; $n_p = 1,566-1,568$; $n_g - n_p = 0,021$. Рельеф очень слабый. Шагреновая поверхность отсутствует. Углы угасания: $b : Np = 0^\circ$; $a : Nm = 25^\circ$; $c : Ng = 21^\circ$; пл. о.о. перпендикулярна (010). Редко $a : Np = 30^\circ$; $b : Nm = 0^\circ$; $c : Ng = 25^\circ$, пл. о.о. параллельна (010). Знак главной зоны может быть и положительным и отрицательным. Угол $2v = 0-40^\circ$, дисперсия $r < v$, если пл. о.о. \parallel (010) и $r > v$, если пл. о.о. \perp (010). Интерференционная окраска в срезах, параллельных плоскости оптических осей, желто-красная, первого порядка.

Похожие минералы. Каолинит, мусковит. От каолинита гидраргиллит отличается большим двупрелом-

лением; от мусковита — меньшим двупреломлением и положительным оптическим знаком.

Происхождение. Встречается вместе с каолинитом как вторичный минерал, образующийся при разрушении полевых шпатов и других алюмосиликатных минералов.

Гидромагнетит — $Mg_5[CO_3]_4[OH]_2 \cdot 4H_2O$. Ромбическая сингония.

Образует мелоподобные примазки, пластинчатые, таблитчатые или игольчатые кристаллы, агрегаты последних очень часто образуют двойники по (100), нередко полисинтетические. Спайность совершенная по (010), отдельность по (100). В шлифе бесцветный (рис. 112).

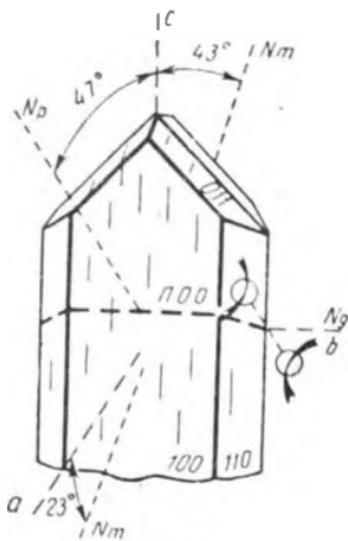


Рис. 112. Гидромагнетит

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,545$; $n_m = 1,527$; $n_p = 1,523$; $n_g - n_p = 0,022$. Пл. о.о перпендикулярна плоскости (010). Углы угасания: $b : Ng = 0^\circ$; $a : Nm = 23^\circ$; $c : Np = 47^\circ$. Знак главной зоны неопределим. Угол оптических осей — $2v \approx 52^\circ$. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, синяя, второго порядка.

Похожие минералы — брусит, гипс. У брусита — больше преломление, прямое угасание; он одноосный; у гипса — меньше двупреломление.

Происхождение. Образуется, главным образом, при выветривании ультраосновных магнезиальных пород. Гидротермальный в парагенезисе с бруситом, артинитом и другими магнезиальными минералами.

Гипс — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Моноклинная сингония.

Образует призматические, таблитчатые кристаллы, волокнистые агрегаты и неправильные зерна. Спайность весьма совершенная по (010), совершенная по (100) и (111). Часто встречаются двойники сростания по (100)

и (101). В шлифе бесцветный, редко окрашен бурыми оксидами железа (рис. 113).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,530$; $n_m = 1,523$; $n_p = 1,521$; $n_g - n_p = 0,009$. Углы угасания: $c : Np = 38^\circ$; $b : Nm = 0^\circ$; $a : Ng = 52^\circ$. Знак зоны «±», угол $2v = 58^\circ$, дисперсия $r < v$. Пл. о. о. параллельна

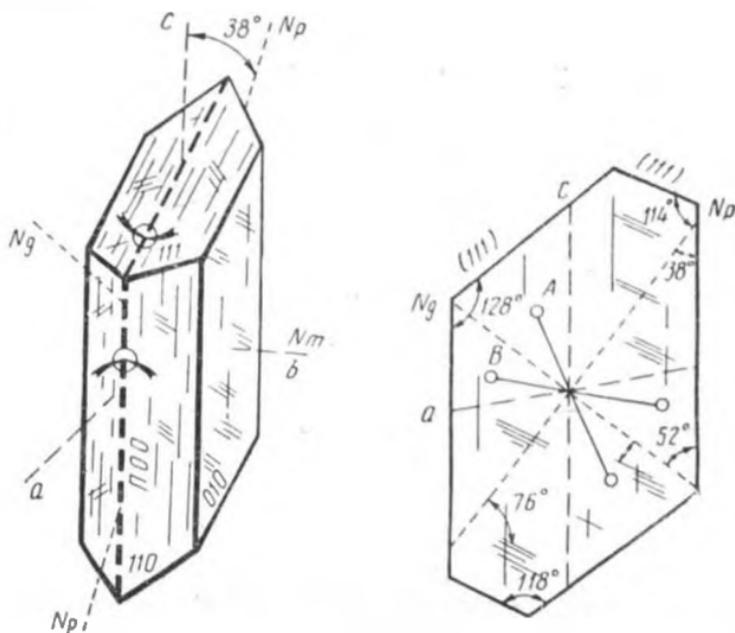


Рис. 113. Гипс

плоскости (010). Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Продукты замещения. Может быть обезвожен до ангидрита или даже восстановлен до серы. При изготовлении шлифов частично теряет воду и изменяет оптические свойства.

Происхождение. В магматических породах (главным образом, основного ряда) может быть вторичным минералом гидротермального генезиса. Встречается в районе действующих вулканов, вблизи фумарол.

Гмелинит — $(Na, Ca)[AlSi_2O_6] \cdot 6H_2O$ (группа цеолитов). Тригональный.

Представлен гексагональными или ромбоэдрическими кристаллами с вертикальной штриховкой. Дает двойники прорастания по (0001) или (1011). Иногда таблитчатые

зерна или радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по призме. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, может быть положительным и отрицательным. $n_g = 1,465—1,480$; $n_m = ?$; $n_p = 1,464—1,479$; $n_g - n_p = 0,001—0,009$. Отрицательный рельеф и ясная шагреневая поверхность на нижней поверхности шлифа. Угол $2v$ очень небольшой. Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка. Очень похож на шабазит, от которого отличается по спайности; от других цеолитов — по форме, очень слабому дупреломлению и небольшому $2v$.

Происхождение. Встречается в пустотах и миндалинах эффузивных пород, как вторичный минерал.

Гумит — $Mg_7 \cdot [SiO_4]_3 [OH, F]_2$. Ромбическая сингония. Содержит примесь железа.

Встречается в виде сложно огранных изометричных пластинок, табличек или неправильных зерен и их агрегатов. Спайность несовершенная по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в желтый цвет (рис. 114).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,643—1,675$; $n_m = 1,623—1,653$; $n_p = 1,607—1,643$; $n_g - n_p = 0,036—0,032$. С увеличением примеси железа повышается преломление и понижается дупреломление. Заметный рельеф и шагреневая поверхность. У окрашенных разностей наблюдается слабый плеохроизм: по $Ng = Nm$ — бледно-желтый, бесцветный; по Np — золотисто-желтый. Абсорбция $Ng = Nm < Np$. Пл. о. о. параллельна (001). Угасание прямое, знак главной зоны вследствие изометричного габитуса не определим. Угол оптических осей $2v = 68—81^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая. Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, ярко-желтая, красная, второго порядка.

Продукты замещения. При выветривании может переходить в антигорит, брусит, магнезит и др.

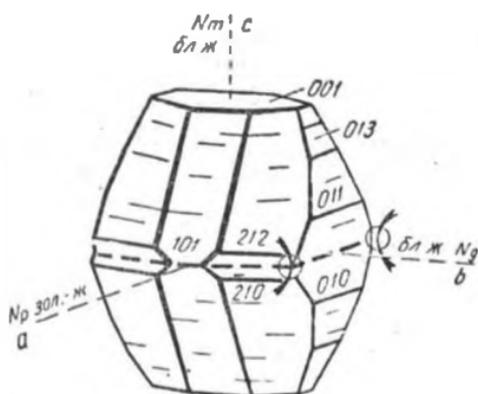


Рис. 114. Гумит

Похожие минералы. Оливин, клиногумит, хондродит. От оливина гумит отличается иной ориентировкой плоскости оптических осей и, если окрашен, плеохроизмом; от клиногумита и хондродита — прямым угасанием во всех разрезах.

Происхождение. Встречается, главным образом, как контактовый минерал в измененных карбонатных породах, а также в некоторых метаморфических и

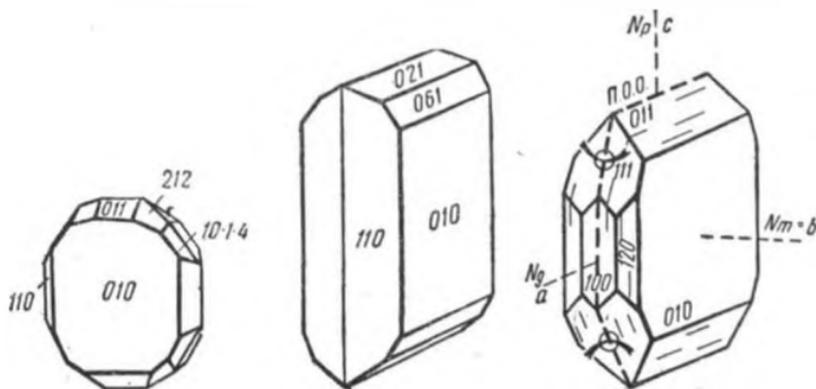


Рис. 115. Диаспор. Форма кристаллов

жильных породах. Замещает оливин. Парагенезис: хондродит, клиногумит. Редкий.

Диаспор — HAlO_2 . Ромбическая сингония.

Образует призматические, шестоватые кристаллы или чешуйки неправильной формы. Спайность совершенная по (010) и ясная по (210). В шлифе большей частью бесцветный, но иногда от примеси железа и марганца слабо окрашен в зеленоватый или коричневатый цвет (рис. 115).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,750$; $n_m = 1,722$; $n_p = 1,702$; $n_g - n_p = 0,048$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Окрашенные разности слабо плеохроируют: по N_g — голубоватый, желтоватый; по N_m — светло-желтый, бесцветный; по N_p — темно-фиолетовый или красновато-бурый. Пл. о.о. лежит в плоскости (010). Угасание прямое, удлинение отрицательное (иногда положительное). Угол оптических осей — $2v = 84-85^\circ$. Дисперсия $r \approx v$, до $r < v$. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, третьего порядка.

Похожие минералы. Корунд, силлиманит. От корунда диаспор отличается меньшим преломлением, двуосностью и значительно более высоким двупреломлением; от силлиманита — большими преломлением, углом $2v$ и двупреломлением.

Происхождение. Часто встречается в бокситах, метаморфических сланцах, месторождениях наждака (как продукт метаморфизма бокситов) в ассоциации с корундом, хлоритоидом, дистеном. Изредка — в контактно-метасоматических и гидротермальных месторождениях среди мраморизованных известняков совместно с корундом, мусковитом, гематитом, хлоритом, рутилом и др.

Диккит — $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. Моноклинная сингония.

Образует пластинки псевдогексагонального габитуса, листоватые, чешуйчатые, столбчатые и червеобразные агрегаты.

Спайность совершенная по $\{001\}$. Бесцветный (рис. 116).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,566-1,568$; $n_m = 1,562-1,563$; $n_p = 1,560-1,561$; $n_g - n_p = 0,006-0,007$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $\bar{a} : Np = 70-76^\circ$; $a : Nm = 14-20^\circ$; $b : Ng = 0^\circ$. Пл. о. о. перпендикулярна плоскости (010) . Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $2v = 68^\circ$ (от 50 до 80°). Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска серая, первого порядка. Кристаллическая структура сходна с каолинитом, но размер кристаллов диккита больше.

Похожие минералы. Каолинит, накрит, монтмориллонит, серицит. Диккит от каолинита и накрита отличается иным оптическим знаком и большим углом угасания; от монтмориллонита и серицита — меньшим двупреломлением.

Происхождение. Низкотемпературный гидротермальный минерал, встречающийся часто в ассоциации с сульфидами, флюоритом, доломитом и другими в пусто-

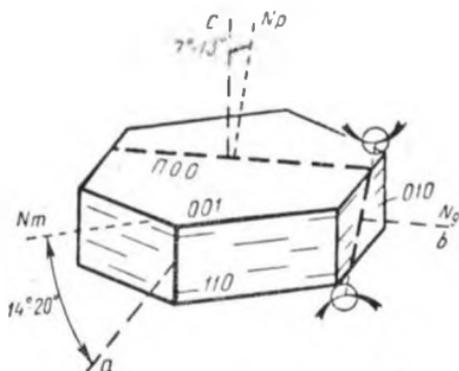


Рис. 116. Диккит

тах магматических пород, в псевдоморфозах по полевым шпатам вместе с серицитом, вторичным кварцем, пиритом, диаспором и андалузитом. Не бывает осадочным.

Диопсид — $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и **геденбергит** $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.
Группа пироксенов.

Эти два минерала могут давать смеси в любых пропорциях, т. е. образуют подобно плагиоклазам изоморф-

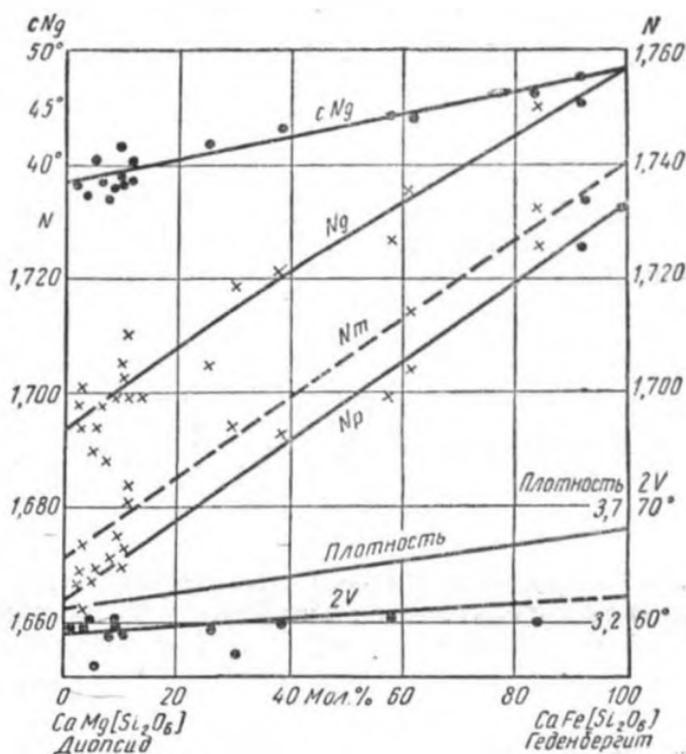


Рис. 117. Диаграмма изменения свойств в ряду диопсид-геденбергит

ный ряд. С изменением химического состава постепенно изменяются оптические свойства. Это хорошо видно на диаграмме (рис. 117).

Сингония моноклинная. Характерны удлиненно-призматические, короткостолбчатые кристаллы с восьмигранными очертаниями в сечениях, перпендикулярных двум системам совершенных трещин спайности, пересекающихся под углом 87° . Одна система спайности наблюдается по призме (110). Довольно часто образуют простые или полисинтетические двойники. Хорошо развита отдель-

ность в разности, называемой диллагом. Бесцветные (рис. 118, 119).

Оптические свойства. Диопсид двуосный, положительный. $n_g = 1,696$; $n_m = 1,672$; $n_p = 1,665$; $n_g - n_p = 0,031$. Рельеф очень высокий, шагреневая поверхность резкая. Угол угасания ($c : Ng$) колеблется от 37 до 44° . Удлинение положительное. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол оптических осей — $2v = 56 - 63^\circ$. Дисперсия $r > v$. В шлифе в большинстве случаев бесцветный. Редко слабо окрашен и плеохроирует по схеме: $Np \geq Ng > Nm$; по Ng — зеленоватый, по Nm — красновато-коричневый, по Np — зеленоватый. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных Ng — серая, первого порядка, Nm — синевато-зеленая, второго порядка, Np — желтая первого порядка.

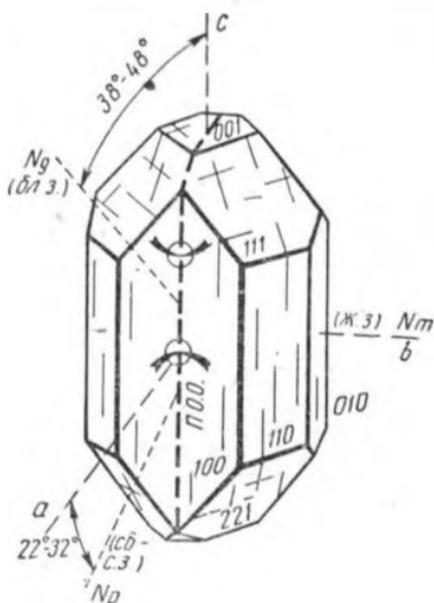


Рис. 118. Диопсид-геденбергит. Форма кристаллов



Рис. 119. Диопсид (Д) в габбро-диорите. Ув. 64, при 1 мик.

У геденбергита $n_g = 1,756$; $n_m = 1,735$; $n_p = 1,727$; $n_g - n_p = 0,029$. Резкий рельеф и шагреневая поверхность. Угол угасания ($c : Ng$) равен 47° . Угол $2v = 60 - 62^\circ$. Дисперсия $r > v$. В шлифе окрашен и плеохроирует: по Ng — светло-сине-зеленый, темно-зеленый; по Nm — желтовато-зеленый; по Np — светло-зеленый. Таким образом, геденбергит от

диопсида отличается окраской и более высоким преломлением.

Включе н и я. Наблюдаются включения газов, жидкости, стекла, магнетита.

Продукты замещения. При изменении замещаются тремолитом, актинолитом, хлоритом. Реже агрегатом антигорита и хлорита с примесью кварца, кальцита и эпидота.

Разновидности. Диопсид и геденбергит в чистом виде встречаются весьма редко. Кроме минерала промежуточного между ними состава — салита — в природе часто встречается минерал пшожнит — промежуточный по составу между диопсидом и клиноэнстатитом. Кроме того, известен травяно-зеленый диопсид с примесью $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — омфацит и ряд других, переходных к эгирину, авгиту и т. п.

Похожие минералы. Диопсид и геденбергит, кроме вышеназванных минералов, сходны со слабоокрашенным амфиболом. Отличие: более грубая спайность, пересекающаяся под другим углом, больший угол угасания, чем у амфиболов. В срезах без спайности их можно смешать с эпидотом, но у последнего малый угол угасания и аномальные цвета интерференции. От похожего авгита отличаются меньшим углом угасания и большим двупреломлением.

Происхождение. Диопсид — магматогенный минерал, характерный для кислых, средних, основных и ультраосновных пород, но шире распространен в контактно-метаморфических породах, где встречается совместно с гранатом, везувианом, волластонитом. Известен и как продукт регионального метаморфизма (в гнейсах, сланцах).

Геденбергит в чистом виде встречается только в контактных породах и рудных жилах.

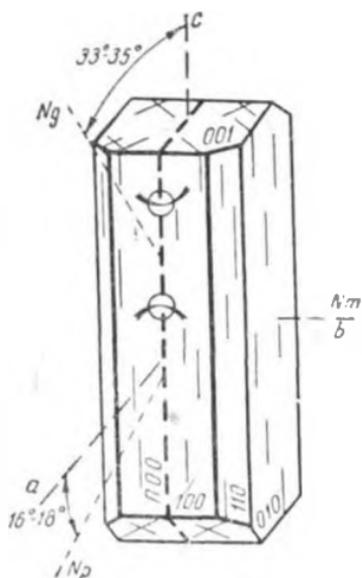


Рис. 120. Жадеит

Жадент — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Группа пироксенов. Моноклинная сингония.

Кристаллы редки. Обычно образует зернистые массы, пластинчатые, тонкошестоватые, короткостебельчатые и волокнистые переплетающиеся агрегаты. Спайность по призме (110), пересекается под углом 87° . В шлифе бесцветен, иногда слабо окрашен в желтовато-зеленоватые тона (рис. 120).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,665$; $n_m = 1,657$; $n_x = 1,654$; $n_g - n_p = 0,011$. Ясная шагреневая поверхность и рельеф. Угол угасания ($c : Ng$) от 30 до 35° . Знак главной зоны (удлинение) положительный. Угол оптических осей — $2v = 68-72^\circ$. Дисперсия по схеме $r < v$. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Когда окрашен — плеохроирует ($Ng > Nm < Np$): по Ng — бледно-желтоватый; по Nm — бесцветный; по Np — бледно-зеленоватый. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных плоскости оптических осей, светло-желтая, первого порядка.

Продукты замещения. При разрушении жадент преобразуется в тремолит, иногда уралитизируется с одновременным образованием олигоклаз-альбита.

Похожие минералы. Жадент можно смешать с авгитом и диопсидом, от которых он отличается большим углом оптических осей, меньшим углом погасания, волокнистой структурой. Жадент сходен и с эгирином, но в отличие от последнего имеет положительное удлинение, больший угол угасания, иной оптический знак. Похожий в некоторых разрезах актинолит отличается более тонкой спайностью и меньшим углом угасания.

Происхождение. Жадент развит преимущественно в метаморфических образованиях и в основных щелочных интрузивных породах.

Клиногумит — $\text{Mg}_9[\text{SiO}_4]_4[\text{OH}, \text{F}]_2$. Моноклинная сингония.

Образует изометричные, разнообразно и сложно ограниченные кристаллы, неправильные зерна, зернистые агрегаты. Спайность несовершенная по (001). В шлифе бесцветный или слабоокрашенный в разные оттенки желтого цвета. Иногда образует полисинтетические двойники по (001) (рис. 121).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,651-1,698$; $n_m = 1,636-1,673$; $n_p = 1,623-$

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,702-1,719$; $n_m = 1,699-1,715$; $n_p = 1,697-1,711$; $n_g - n_p = 0,005-0,008$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. В толстых шлифах плеохроирует: по Ng — темно-красный, зеленый; по Nm — розовый, зеленоватый; по Np — зеленоватый. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Углы погасания: $b : Nm = 0^\circ$; $c : Np = 12^\circ$; $a : Ng = 13-25^\circ$. Знак главной зоны « \pm » — в зависимости от ориентировки среза. Угол оптических осей — $2v = 65-90^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска густая желтая и оранжево-желтая первого порядка.

Похожие минералы. Цонзит, эпидот. От цонзита клиноциозит отличается косым угасанием на большей части разрезов, большими двупреломлением и углом $2v$; от эпидота — меньшим двупреломлением.

Происхождение. Гидротермальный в трещинах. Встречается как типичный вторичный минерал, образуется при разрушении полевых шпатов, амфиболов и др. Распространен в контактово-метаморфических породах, сланцах и др.

Криолит — Na_3AlF_6 . Моноклинная сингония.

Встречается в форме кубовидных и пластинчатых кристаллов. Спайность совершенная по (001), ясная по (110). Бесцветный.

Оптические свойства: двуосный, положительный. $n_g = 1,339$; $n_m = 1,338$; $n_p = 1,338$; $n_g - n_p = 0,001$, почти изотропный. Отрицательный рельеф и ясная шагреневая поверхность. Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка. Угол угасания $c : Ng = 44^\circ$; $a : Nm = 44^\circ$; $b : Np = 0^\circ$. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Угол $2v = 43^\circ$, дисперсия $r < v$, слабая.

При выветривании переходит в гидрофториды. Сходен с флюоритом, отличается анизотропией. Встречается в

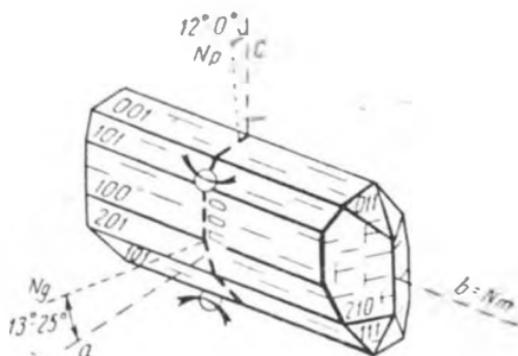


Рис. 122. Клиноциозит

пегматитах в парагенезисе с кварцем, флюоритом, касситеритом, молибденитом, галенитом и др. Довольно редкий.

Лабрадор — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (50—30%) и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (50—70%).

Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

В шлифах встречается в виде правильных таблитчатых кристаллов, вытянутых лейст и микролитов, а также

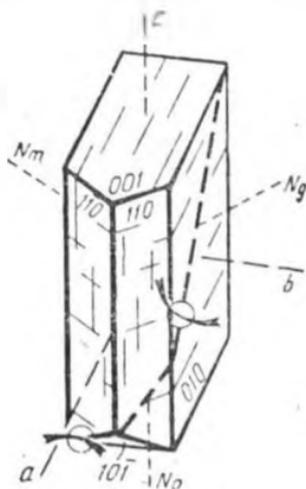


Рис. 123. Лабрадор



Рис. 124. Лабрадор (Л) в базальте. Ув. 24, при 2 ник.

в виде неправильных зерен. Спайность совершенная по (001), средняя по (010) и несовершенная по (110). Характерны простые и полисинтетические двойники по альбитовому и другим законам. Бесцветен (рис. 123, 124).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Показатели преломления колеблются в зависимости от содержания анортитовой составляющей:

	51% An	70% An
n_g	1,662	1,572
n_m	1,557	1,568
n_p	1,554	1,563
$n_g - n_p$	0,008	1,009

Шагреновая поверхность не заметна. Рельеф ясный. Угол оптических осей $2v$ колеблется, будучи близок к 90° . Углы погасания различны, так как плоскость оптических осей в лабрадорах с разным содержанием анортита по отношению к кристаллографическим осям располагается под различными углами. Знак зоны (удлинение) отри-

цательный. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка.

Включения. Некоторые разности содержат многочисленные тонкопластинчатые или игольчатые включения гематита или ильменита, газовой-жидкие включения, зерна аксессуарных минералов, чаще других апатит, магнетит, нередко амфибол, авгит, оливин, рутил, кварц.

Продукты замещения. Наиболее часто замещается эпидотом, цонзитом, серицитом, каолинитом, иногда «соссюритом». В некоторых случаях по лабрадору развивается кальцит, цеолиты.

Похожие минералы. На разрезах, параллельных плоскостям двойникования и в неправильных зернах, лабрадор можно смешать с кварцем. Отличие: осность.

Происхождение. Лабрадор — типичный магматогенный минерал, характерный для основных интрузивных и излившихся магматических пород (габбро, нориты, лабрадориты, диабазы, базальты, долериты). Встречается и в метаморфических породах.

Моноцит — $(\text{Ce}, \text{La} \dots) \text{PO}_4$. Содержит примесь иттрия, тория, циркония и др. Моноклинная сингония.

Призматические, пластинчатые идиоморфные кристаллы иногда с дипирамидальными окончаниями и неправильные зерна с совершенной спайностью по базису (001) и средней по (100). На соответствующем сечении трещины обеих систем пересекаются под углом 90° . В шлифе бесцветный или окрашенный в желтый, коричневатый, красноватый цвет (рис. 125, 126).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,837 - 1,849$; $n_m = 1,788 - 1,801$; $n_p = 1,786 - 1,800$; $n_g - n_p = 0,045 - 0,051$. Рельеф высокий, шагреновая поверхность резкая. В редких случаях слабо плеохроирует: по Ng — зеленовато-желтый; по Nm — темно-желтый; по Np — светло-желтый. Абсорбция $Ng > Nm > Np$. Угол угасания ($c : Ng$) очень невелик: $2 - 6^\circ$, относительно $Nm = 8^\circ$, а по Np — прямое угасание. Удлинение положительное. Угол $2v = 6 - 19^\circ$. Дисперсия $r < v$, редко $r > v$, очень слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, синяя, зеленая, желтая, третьего порядка. Пл. о. о. расположена параллельно плоскости (010).

Включения. В редких случаях содержит мельчайшие кристаллики циркона, апатита.

Похожие минералы. Сфен, циркон, оливин, ксенотим. От сфена монацит отличается меньшими значениями преломления и двупреломления, а также формой кристаллов; от циркона — двуосностью, меньшим преломлением, формой зерен и косым угасанием; от оливина — наличием спайности, окраски, парагенетической ассоциацией; от ксенотима — осностью и меньшим двупреломлением.

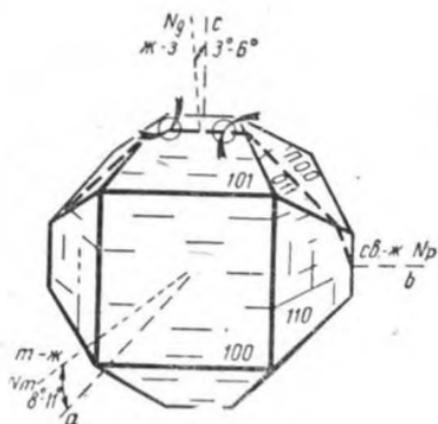


Рис. 125. Монацит

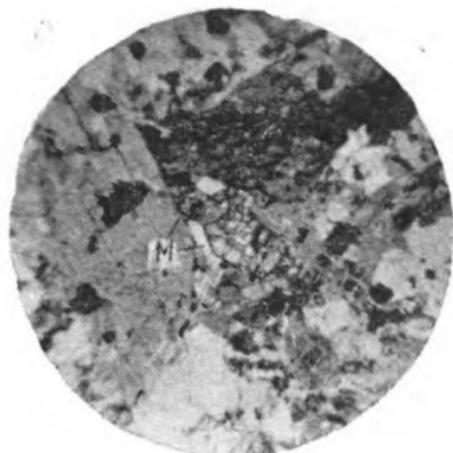


Рис. 126. Монацит (M) в граните. Ув. 64, при 1 инк.

Происхождение. Типичный аксессуарный, характерный для некоторых гранитов, пегматитов, аплитов, гнейсов. Очень стоек, переходит в россыпи.

Натролит — $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (группа цеолитов). Ромбическая сингония.

Представлен призматическими, сильно вытянутыми, псевдоквадратными и игольчатыми кристаллами с вертикальной штриховкой. Чаще волокнистые и радиально-лучистые агрегаты. Двойники в крестообразном прорастании, почти прямоугольные, редки. Спайность совершенная по (110) и (010). Бесцветный (рис. 127, 128).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,485 - 1,501$; $n_m = 1,476 - 1,491$; $n_p = 1,473 - 1,489$; $n_g - n_p = 0,012$. Рельеф ясный, отрицательный. Шагреновая поверхность заметна на нижней поверхности шлифа. Угасание прямое по всем главным сечениям. Удлинение положительное. Пл. о. о. параллельна плоскости

(010). Угол оптических осей $2v = 58-64^\circ$. Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска до светло-желтой, первого порядка.

Похожие минералы. Цеолиты. От томсонита натролит отличается меньшим преломлением; от остальных цеолитов — прямым угасанием.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в мишдаллинах и жеодах основных эффузивов, а также

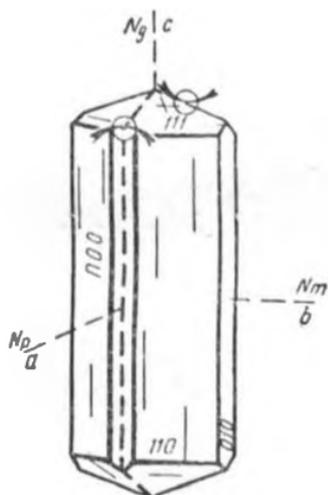


Рис. 127. Натролит

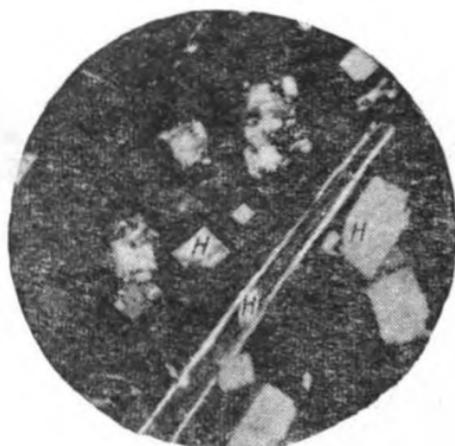


Рис. 128. Натролит (H) в диабазе. Ув. 64, при 2 ник.

как продукт изменения нефелина, плагиноклаза, содалита в нефелиновых сенинитах, сенинитах и их пегматитах.

Оливин — $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Группа оливина. Ромбическая сингония.

В шлифе чаще всего встречается в виде неправильных, округлых зерен, редко в форме широкотаблитчатых, несколько удлиненных кристаллов с пирамидальными окончаниями. Редко образует двойники. Спайность ясная по (010), наблюдается не всегда, по (100) — плохая. Бесцветный (рис. 129, 130).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,669-1,975$; $n_m = 1,651-1,865$; $n_p = 1,636-1,827$; $n_g - n_p = 0,033-0,048$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность, заметная даже без диафрагмирования. В зависимости от разреза удлинение может быть и положительным и отрицательным, так как ось Nm

совпадает с преобладающим удлинением. Угасание прямое — относительно спайности или удлинения. Дисперсия оптических осей $r < v$. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 70 до 90° . Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных: N_g — красная, синяя, зеленая, второго порядка; N_m — желтая, розовая, второго порядка; N_p — серая, желтая, первого порядка. Пл. о.о. параллельна плоскости (001).

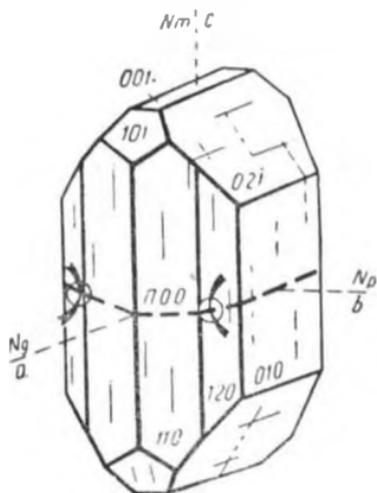


Рис. 129. Оливин



Рис. 130. Оливин (O) в перидотите. Ув. 64, при 1 шк.

Включения. В зернах оливина нередко наблюдаются микроскопические включения магнетита, шпиннели, анатита, вулканического стекла, жидкости и газов.

Разновидности. Форстерит — чистый магнезиальный оливин — Mg_2SiO_4 ; фаялит — железистый оливин — Fe_2SiO_4 , образующие изоморфный ряд, средним членом которого является оливин, характеризующийся промежуточными физическими и оптическими свойствами.

Продукты замещения. Наиболее характерными продуктами замещения оливина являются серпентин и иддингсит. Первый развивается преимущественно по магнезиальному оливину, второй — по железистому. Изредка отмечается переход в тальк, мусковит, хлорит, карбонаты. При замещении выделяется магнетит, в сопровождении бурых окислов железа. Нередко вокруг зерен оливина возникают реакционные оболочки, сложенные

ромбическим, реже моноклинным пироксеном, амфиболом, гидрослюдой.

Похожие минералы. Оливин можно спутать с моноклинным пироксеном. Однако последний никогда не бывает таким бесцветным, как оливин, и исключительно редко сопровождается бурыми окислами железа. Прямое погасание, худшая спайность и большее двупреломление помогают отличить оливин от моноклинных пироксенов.

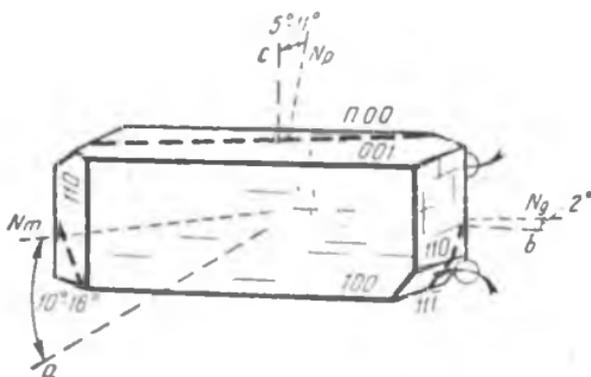


Рис. 131. Пектолит

От ромбических пироксенов оливин отличается отсутствием окраски и более высоким двупреломлением.

Оливин может быть сходен и с эпидотом, последний, однако, отличается аномальной интерференционной окраской, спайностью, отсутствием вторичных продуктов, а если окрашен, то легко отличается от всегда бесцветного оливина. В некоторых случаях с оливином можно спутать мусковит, но избежать ошибки помогают форма чешуек, спайность и меньшее преломление слюды.

Происхождение. Оливин магматический минерал, типичный для основных и ультраосновных глубинных и излившихся пород (габбро, диабаз, базальт, дунит, перидотит, лимбургит и др.). Гораздо реже он встречается в метаморфических магнезиальных породах (сланцеватые серпентиниты) и совсем редко — в контактных породах.

Пектолит — $\text{Ca}_2\text{NaSi}_3\text{O}_8[\text{OH}]$. Триклинная сингония.

Образует неправильно ограниченные вытянутые по оси *b* кристаллы, зерна, ветвистые, игольчатые и ради-

ально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и (001). Двойники по (100). Бесцветный (рис. 131).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,633—1,636$; $n_m = 1,604—1,605$; $n_p = 1,595—1,600$; $n_g - n_p = 0,038—0,036$. Заметный рельеф и слабая шагреневая поверхность. Угол угасания $0—2^\circ$. Удлинение положительное. Пл. о.о. почти параллельна плоскости (100). Угол оптических осей $2v = 50—60^\circ$. Дисперсия $r > v$,

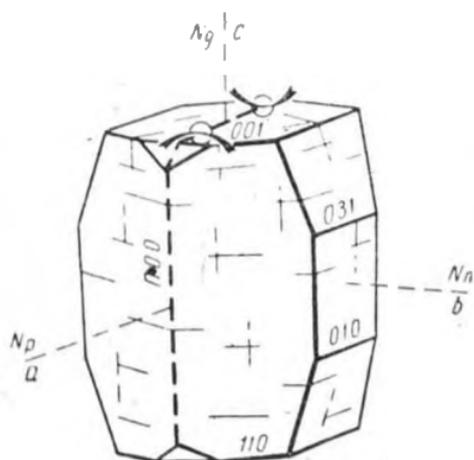


Рис. 132. Пренит



Рис. 133. Пренит (Pr) в до-
лерите. Ув. 90, при двух ник.

слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей и при нормальной толщине шлифа, зеленая, розовая, желтая, второго порядка.

Похожие минералы. Волластонит — плоскость оптических осей перпендикулярна удлинению; розенбушит — отрицательное удлинение.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в миндалинах основных излившихся пород. Сравнительно редко наблюдается в нефелиновых сиенитах.

Пренит — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$. Ромбическая сингония.

Встречается в виде призматических, таблитчатых и столбчатых кристаллов, неправильных зерен, радиально-лучистых и пластинчатых агрегатов. Спайность совершенная по (001). В шлифе бесцветный или очень слабо буроватый (рис. 132, 133).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g=1,632-1,669$; $n_m=1,617-1,641$; $n_p=1,611-1,630$; $n_g-n_p=0,021-0,039$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Удлинение \pm . Пл. о. о. лежит в плоскости (010). Угол оптических осей — $2v=65-69^\circ$ с сильной дисперсией $r < v$, но иногда $2v$ спускается до 0° , дисперсия $r > v$, слабая. Интерференционная окраска на срезе, перпендикулярном Nm , яркая, второго порядка, благодаря чему в зернистых агрегатах наблюдается паркетовидное строение. Иногда в монокристаллах отмечается полисинтетическое двойникование, похожее на структуру микроклина. При $2v$ близком к нулю появляется аномальная интерференция.

Похожие минералы. Томсонит, топаз, волластонит, андалузит, эпидот, мусковит. От томсонита пренит отличается гораздо большим преломлением, от топаза, волластонита, андалузита — большим двупреломлением; от эпидота и мусковита — положительным оптическим знаком.

Происхождение. Обычно встречается в пустотах и трещинах основных эффузивов вместе с кальцитом и цеолитом. Развивается по плагноклазу. Характерен для амфиболитов и сланцев.

Ринколит — $(Ca, Na)_6(Ti, Ce)_3(SiO_4)_4[F, OH]_4$. Моноклинная сингония.

Встречается в удлиненно-призматических, таблитчатых, уплощенных кристаллах или неправильных зернах. В шлифе почти бесцветный или бледно-желтый. Иногда со слабым плеохронизмом по схеме: $Ng > Nm > Np$. Двуосный, положительный. $n_g=1,651-1,681$; $n_m=1,645-1,667$; $n_p=1,643-1,663$; $n_g-n_p=0,006-0,018$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Угол угасания $0-13^\circ$. Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 43 до 87° . Дисперсия $r > v$, сильная. Пл. о. о. параллельна плоскости (010).

Редкий акцессорный минерал в пегматитах нефелиновых сиенитов.

Родонит — $(Mn, Ca)SiO_3$. Триклинная сингония.

Образует толстотаблитчатые кристаллы и неправильные зерна. Трещины спайности в трех направлениях: по (110) и (110) (пересекаются на поперечном разрезе под углом $92^\circ 30'$) совершенные и по (001) — средние. В шлифе бесцветный (рис. 134).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,723-1,752$; $n_m = 1,716-1,741$; $n_p = 1,711-1,738$; $n_g - n_p = 0,012-0,014$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. В толстых шлифах плеохроирует: по Ng — бледно-оранжевый; по Nm — розовый, по Np — оранжевый. Абсорбция $Nm > Ng = Np$. Углы угасания: $c : Ng = 25^\circ$; $b : Nm = 20^\circ$. Удлинение может быть

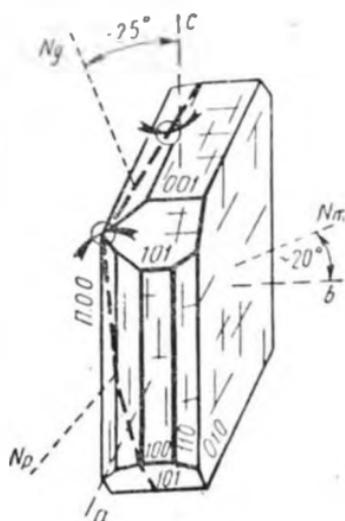


Рис. 134. Родонит

положительным и отрицательным, в зависимости от ориентировки разреза по отношению к кристаллографическим осям. Пл. о.о. образует угол в 63° с (110) и $38^\circ 30'$ — с (001) . Угол оптических осей — $2v = 58-74^\circ$. Дисперсия $r < v$, несимметричная. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном Nm , желтая, первого порядка (при нормальной толщине шлифа).

Продукты замещения. При выветривании родонит переходит в пиролюзит или вначале в родохрозит, а затем в пиролюзит.

Похожие минералы. Бустамит, авгит, дистен. Отличие от бустамита — большее преломление, угол $2v$, отсутствие окраски в шлифах нормальной толщины; от авгита — меньшее двупреломление, меньшие углы угасания; от дистена — лучшая спайность.

Происхождение. Контактно-метасоматический, гидротермальный, ассоциирует с другими минералами марганца, иногда с сульфидами марганца, цинка, свинца и др.

В больших массах образуется при региональном метаморфизме осадочных марганцевых руд.

Серпентин — $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$. Существует несколько разновидностей серпентина, что обусловлено разными формами выделения и особенностями структуры: хризотил — волокнистый; антигорит — пластинчатый; серпентин — плотный, эмалевидный; бастит — крупнопластинчатый, представляющий собой гомоосевые псевдоморфозы

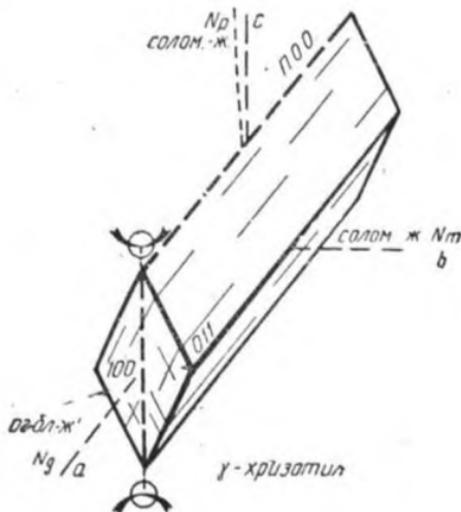
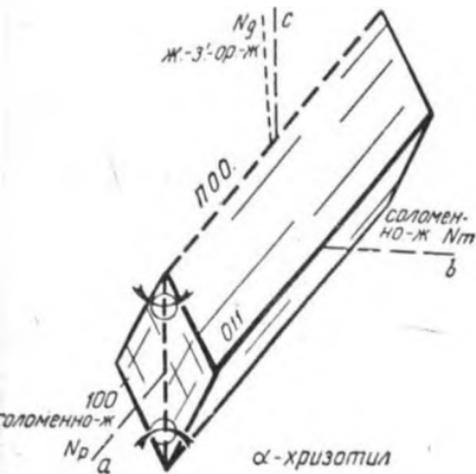
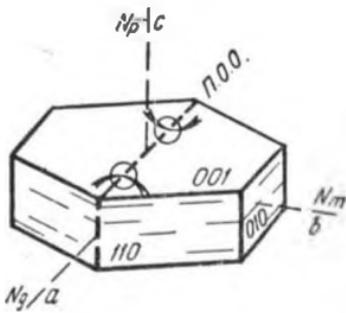


рис. 135. Серпентин. Форма кристаллов

по ромбическому пироксену. Сингония неизвестна. Явно кристаллической разностью является лишь антигорит, принадлежащий, по-видимому, к моноклинной сингонии. В шлифе все разновидности бесцветны или (реже) окрашены в зеленоватый, буроватый, желтоватый, красноватый, зеленовато-синий цвета. Плеохроизм слабый, или почти незаметный (рис. 135, 136).

Оптические свойства. *Хризотил*. Двуосный, положительный. $n_g = 1,545-1,567$; $n_m = ?$; $n_p = 1,532-1,560$; $n_g - n_p = 0,013-0,007$. Рельефа и шагреновой поверхности нет. Угасание прямое, удлинение положительное. Пл. о. о. перпендику-



Рис. 136. Серпентин (C) в аподунитовом серпентините. Ув. 24, при 2 ник.

лярна плоскости (001). Угол оптических осей $2v$ до 30° . Плеохроизм: по N_g — зеленовато-желтый; по $N_m = N_p$ — бесцветный. Интерференционная окраска минерала светло-желтая, первого порядка. Спайность по (011), плоская.

Антигорит. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,552$; $n_m = 1,551$; $n_p = 1,546$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение положительное. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол оптических осей $2v = 27-60^\circ$, дисперсия $r > v$. Бесцветный. Спайность весьма совершенная по (001).

Серпофит. Является скрытокристаллическим дисперсным антигритом, с которым связан постепенными переходами.

Бастит. Отличается от хризотила только по форме, оптическому знаку, более слабому двупреломлению и большему углу оптических осей.

Асбест. Тонковолокнистая, легко распадающаяся на мягкие тонкие нити разновидность хризотила (тремолита, актинолита, рибекита, антофиллита).

Похожие минералы. Амфибол волокнистого габитуса, хлорит. От амфибола серпентин отличается более низким преломлением и двупреломлением; от хлорита — по отсутствию аномальных интерференционных окрасок, плеохроизма, иногда — только при помощи химического анализа.

Происхождение. Серпентин — типичный вторичный минерал, развивающийся по магнезиальному оливину, пироксенам, реже амфиболам, в ультраосновных и основных породах.

Силлиманит — $Al[AlSiO_5]$. Ромбическая сингония.

Обычно встречается в виде удлиненных призм без концевых граней, дающих в поперечном сечении прямоугольники, почти квадраты и ромбы, а также в форме иголок, палочек, лучистых и волокнистых агрегатов, неправильных зерен. Спайность совершенная по (010). В шлифах нормальной толщины всегда бесцветный, в утолщенных шлифах синеватый или лиловый, коричневатый, пятнистый (рис. 137).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,677-1,682$; $n_m = 1,658-1,661$; $n_p = 1,657-1,660$; $n_g - n_p = 0,020-0,022$. Рельеф высокий, ясная шагреневая поверхность. Окрашенные разности слабо плеохроируют,

имея схему абсорбции $Ng > Nm > Nr$. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Угасание прямое, удлинение положительное. Угол оптических осей — $2v = 21-30^\circ$. Дисперсия $r > v$, сильная. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных Ng — темно-серая, первого порядка; Nm — красная, первого порядка; Nr — желтая, красная, первого порядка (при нормальной толщине шлифа).

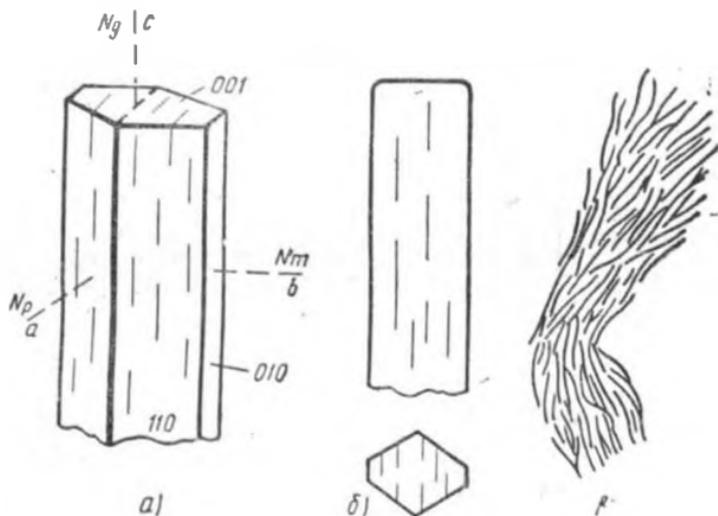


Рис. 137. Силлиманит:
а — кристалл, б — разрезы, в — фибролит

Включения. Довольно часто содержит мельчайшие включения шпинели, биотита, стекла.

Разновидности. Фибролит — волосовидные, часто изгибающиеся кристаллы, которые вследствие дисперсии кажутся окрашенными в буроватый цвет.

Похожие минералы. Дистен, андалузит, карфолит, цоизит, тремолит, ромбические пироксены. В отличие от дистена силлиманит имеет меньшее преломление и угол $2v$, большее двупреломление и прямое угасание; от андалузита — большее преломление и двупреломление, меньший угол $2v$ и положительное удлинение; от карфолита — меньший угол $2v$, большее преломление, прямое угасание; от цоизита — меньшее преломление, значительно более высокое двупреломление, отсутствие аномальной интерференционной окраски; от тремолита — положительный оптический характер, меньший угол $2v$ и пря-

мое угасание и, наконец, от ромбических пироксенов отличается по спайности, более высокому двупреломлению и меньшему углу $2v$.

Происхождение. Высокотемпературный (в отличие от андалузита) контактно-метаморфический. Встречается в породах, непосредственно соприкасающихся с интрузией, попадая с ксенолитами в магматические породы. Характерен для кристаллических сланцев, где ассоциирует с кордиеритом, гранатом, дистеном, биотитом. Редко — в эклогитах и амфиболитах.

Сподумен — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.
Группа пироксенов. Моноклинная сингония.

Встречается преимущественно в виде призматических вытянутых, по оси c , или пластинчатых кристаллов. Иногда листоватый, стебельчатый. Спайность совершенная по (110), в двух направлениях пересекающаяся на поперечных срезах под углом 87° . Двойники по (100). Бесцветный, но разно-

видности — кунцит и гидденит — окрашены (рис. 138).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,676—1,681$; $n_m = 1,660—1,671$; $n_p = 1,651—1,668$; $n_g - n_p = 0,025—0,013$. Ясная шагреневая поверхность и рельеф. У окрашенных разновидностей наблюдается плеохроизм:

Кунцит	Гидденит
по N_g — бесцветный	бесцветный
по N_m — бледно-фиолетовый, розовый	зеленоватый
по N_p — фиолетовый	зеленый

Абсорбция $N_g < N_m < N_p$. Угол угасания c : $N_g = 23—27^\circ$, a : $N_p = 3—7^\circ$ и b : N_m — прямой. Знак главной зоны положительный. Угол $2v$ колеблется от 50 до 70° . Дисперсия оптических осей $r < v$, слабая. Интерференционная

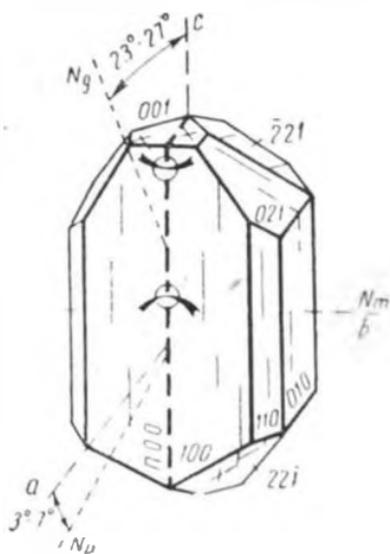


Рис. 138. Сподумен

окраска желтая, серая, первого порядка. Пл. о. о. параллельна (010).

Продукты замещения. При вторичных процессах сподумен может замещаться слюдой, цеолитами. Может переходить в петалит, альбит и эвкриптит, глинистую массу монтмориллонитового и каолинитового состава.

Происхождение. Встречается в гранитных пегматитах, реже аплитах вместе с лепидолитом, турмалином,

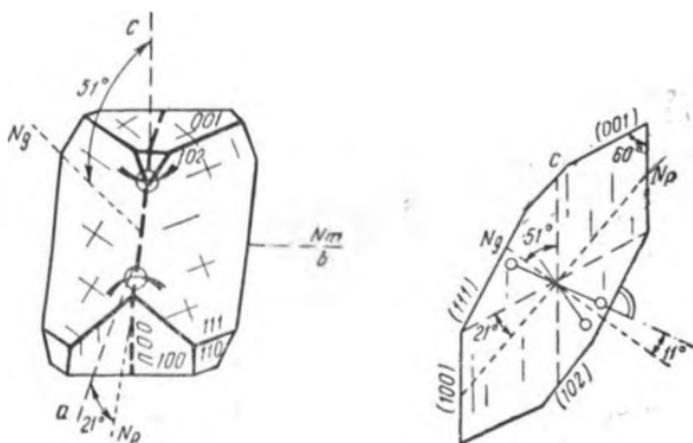


Рис. 139. Сфен

трифилином. Иногда имеет контактно-метаморфический генезис. Известен в гнейсах. Редкий.

Сфен (титанит) — CaTiSiO_5 . Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных зерен и их агрегатов, а также в клиновидных, таблитчатых, конвертообразных и призматических кристаллах. Двойники простые по (100) и полисинтетические (рис. 139—140). Спайность несовершенная в двух направлениях. Бесцветный, серый (вследствие высокого преломления), иногда буроватый с оранжевым оттенком, коричневый.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,975 - 2,054$; $n_m = 1,895 - 1,921$; $n_p = 1,888 - 1,913$; $n_g - n_p = 0,090 - 0,140$. Чрезвычайно высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. У окрашенных различается слабый плеохроизм: по N_g — светло-коричневатый, светло-розоватый, грязно-желтый; по N_m — светло-зеленый, коричневый, зеленовато-желтый; по N_p — почти бесцветный, буровато-желтый. Абсорбция

$N_g > N_m > N_p$. В срезе, параллельном плоскости оптических осей, иногда наблюдается псевдоабсорбция. Углы угасания: $b : N_m = 0^\circ$; $c : N_g = 51^\circ$; $a : N_p = 21^\circ$. Знак главной зоны отрицательный. Угол $2v = 23-37^\circ$, дисперсия $r \gg v$, сильная, с появлением изохроматических колец. Плоскость оптических осей параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на срезе, параллельном плоскости оптических осей, четвертого порядка. Вследствие дисперсии биссектрис иногда наблюдается неполное угасание минерала.

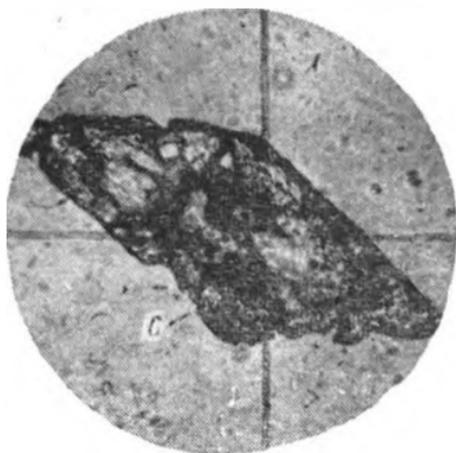


Рис. 140. Сфен (С) в аляски-
те. Ув. 160, при 1 шк.

Включения. Наблюдаются включения мелких зерен магнетита, апатита, циркона, рутила, альбита.

Продукты замещения. Вообще очень стойкий минерал, но иногда превращается в микрозернистую или землистую массу, называемую лейкоксоном. Микрозернистые оболочки вокруг зерен

титаномагнетита являются продуктом изменения последнего и называются титаноморфитом. Иногда превращается в аморфную массу в сопровождении ильменита, рутила, кальцита.

Похожие минералы. Циркон, кальцит, касситерит, ксенотим, рутил, ставролит. От циркона сфен отличается двуосностью, формой зерен; от кальцита — большим, чем у канадского бальзама, преломлением во всех направлениях и осностью; от касситерита — более высоким двупреломлением, по форме зерен, двойникам, осности; от ксенотима — осностью, формой зерен; от рутила — осностью, окраской; от ставролита — значительно более высокими преломлением и двупреломлением.

Происхождение. Широко распространенный второстепенный минерал, встречающийся особенно часто в гранитах, сиенитах, диоритах. Как вторичный минерал образуется при разрушении биотита, роговой обманки, в

виде псевдоморфоз по титано-магнетиту. Развита в гнейсах, амфиболитах, контактовых известняках.

Томсонит — $\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (группа цеолитов). Ромбическая сингония.

Обыкновенно встречается в виде радиально-лучистых, волокнистых и зернистых агрегатов. Хорошо образованные кристаллы — пластинчатые призмы с вертикальной штриховкой — редки. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (100). В шлифе бесцветный (рис. 141).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,516-1,545$; $n_m = 1,509-1,532$; $n_p = 1,507-1,530$; $n_g - n_p = 0,009-0,015$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое. Удлинение в зависимости от разреза может быть и положительным и отрицательным. Пл. о. о. параллельна (001). Угол оптических осей — $2v = 47-75^\circ$. Дисперсия $r > v$, ясная. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, от серой до желтой, первого порядка.

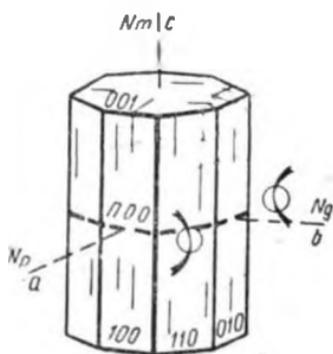


Рис. 141. Томсонит

Похожие минералы. Цеолиты. От натролита томсонит отличается несколько большим преломлением, иной схемой дисперсии и переменным знаком удлинения; от остальных цеолитов — прямым погасанием.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах основных изверженных пород, в сланцах или контактно измененных известняках, в парагенезисе с пренимом и цеолитами. Часто образуется при разрушении плагиоклазов, фельдшпатидов и минералов группы содалита.

Топаз — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{F, OH}_2$. Ромбическая сингония.

Образует неправильные зерна, призматические или столбчатые кристаллы, иногда радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (001). Бесцветный (рис. 142, 143).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). $n_g = 1,616-$

1,644; $n_m = 1,609 - 1,637$; $n_p = 1,606 - 1,635$; $n_g - n_p = 0,010 - 0,008$. Заметный рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Удлинение положительное. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 44 до 66° . Дисперсия $r > v$, ясная. В некоторых случаях окрашен и слабо плеохроирует: по Ng — бледно-фиолетовый; по Nm — бледно-желтый; по Np — темно-желтый. Абсорбция $Ng > Nm >$

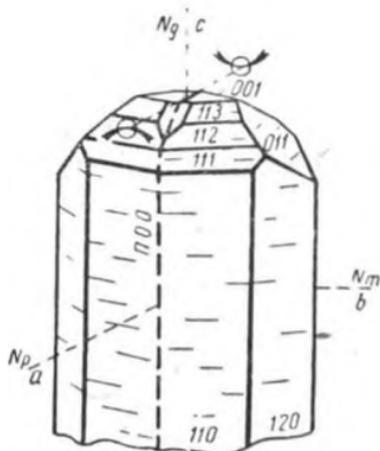


Рис. 142. Топаз

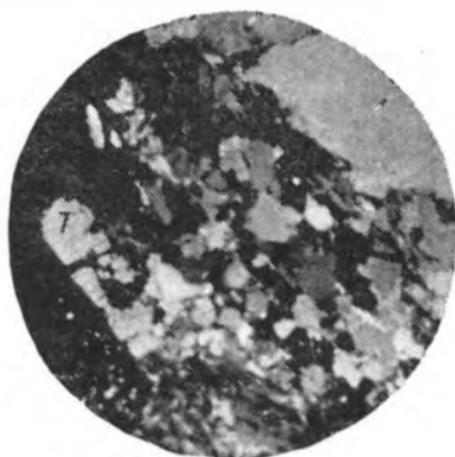


Рис. 143. Топаз (Т) в грейзенизированном граните. Ув. 64, при 2 ник.

$> Np$. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном Nm , серая, первого порядка.

Включения. Обычны включения газо-жидкой фазы, с присутствием мельчайших выделений неопределимого минерала. Иногда присутствуют ильменит и гематит.

Продукты замещения. Довольно легко замещается агрегатом серицита и каолинитом.

Похожие минералы. Апатит, андалузит, силлиманит, кварц, цоизит, мелилит, везувиян. От апатита топаз отличается двуосностью, наличием спайности, формой зерен (не бывает тонкопризматическим, как апатит); от андалузита — более низким преломлением и двупреломлением; от кварца — двуосностью; от цоизита, мелилита и везувияна — отсутствием аномальной интерференционной окраски. Кроме того, мелилит и везувиян одноосны.

Происхождение. Типичный пневматолитовый минерал. Встречается в грейзенах, грейзенизированных гра-

нитах, пегматитах вместе с турмалином, касситеритом, кварцем.

Филлипсит — $(K_2, Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4,5H_2O$ (группа цеолитов). Моноклинная сингония.

Представлен радиально-лучистыми агрегатами или неправильными зернами. Кристаллизуется и в двойниках прорастания кажущейся ромбической или квадратной

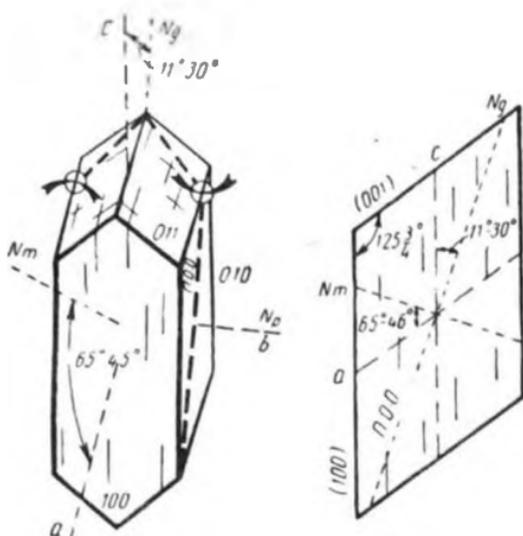


Рис. 144. Филлипсит

симметрии, в виде прямоугольных крестов в двух или трех направлениях. Спайность совершенная по (001) и (010). В шлифе бесцветный (рис. 144).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,486 - 1,514$; $n_m = 1,484 - 1,509$; $n_p = 1,483 - 1,504$; $n_g - n_p = 0,003 - 0,010$. Слабый отрицательный рельеф и заметная шагреневая поверхность на нижней стороне шлифа. Углы угасания: $b : Np = 0^\circ$; $a : Nm = 46 - 65^\circ$; $c : Ng = 11 - 30^\circ$. Знак главной зоны (удлинение) положительный. Пл. о. о. перпендикулярна (010). Угол оптических осей — $2v = 60 - 80^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных Nm , серая, первого порядка.

Похожие минералы. Гармотом. Десмин. У первого прямое погасание по $b : Ng$; у второго — пл. о. о. параллельна (010).

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах базальтов; в отложениях горячих источников.

Хондродит — $Mg_5[SiO_4]_2(OH, F)_2$. Моноклинная сингония.

В качестве изоморфной примеси могут присутствовать железо, марганец, алюминий и др.

Встречается в изометричных, призматических и таблитчатых кристаллах, округлых зернах. Спайность несо-

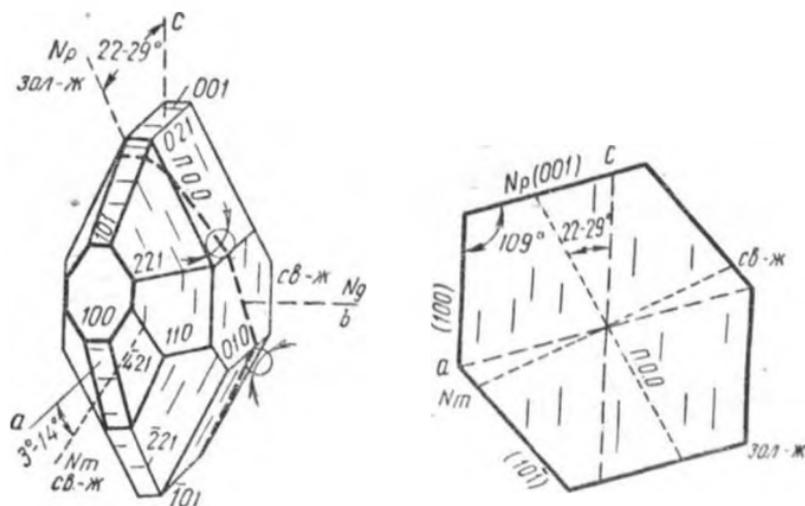


Рис. 145. Хондродит

вершенная по (001). Иногда образует полисинтетические двойники по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашен в желтый или буроватый цвет (рис. 145).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,623-1,653$; $n_m = 1,603-1,632$; $n_p = 1,593-1,619$; $n_g - n_p = 0,030-0,034$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. У окрашенных разностей слабый плеохроизм: по Ng — бледно-желтоватый, светло-бурый, буровато-желтый, бесцветный; по Nm — светло-желтый, бледный желтовато-зеленый, бесцветный, красновато-бурый; по Np — золотисто-желтый, коричнево-желтый, буровато-желтый. Углы угасания: $b : Ng = 0^\circ$; $a : Nm = 3-14^\circ$; $c : Np = 22-29^\circ$; Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Знак главной зоны неопределим. Угол оптических осей — $2v = 73-89^\circ$. Дисперсия $r > v$, очень слабая. Ин-

терференционная окраска в сечении, параллельном плоскости оптических осей, желтая, второго порядка.

Продукты замещения. При изменении переходит в антигорит, брусит, магнезит и др.

Похожие минералы. Ставролит, оливин, гумит. От ставролита хондрит отличается меньшим преломлением и более высокой интерференционной окраской; от оливина, гумита — косым угасанием.

Происхождение. Контактно - метаморфический. Встречается в измененных интрузией известняках вместе с флогопитом и шпинелью.

Хризоберилл — BeAl_2O_4 . Ромбическая сингония.

Встречается в форме псевдогексагональных или таблитчатых кристаллов и очень редко в виде неправильных зерен. Изредка образует тройники. В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в красноватый, желтоватый или зеленоватый цвет (рис. 146). Спайность средняя по (001), несовершенная по (100) и (010).

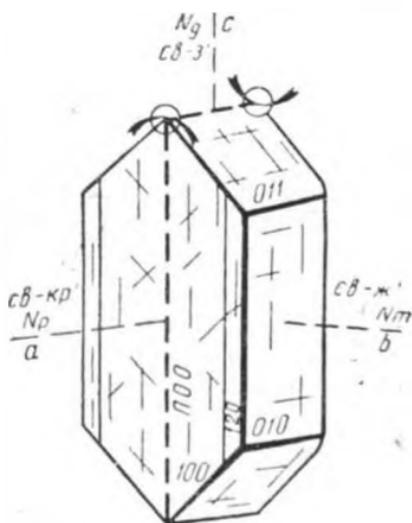


Рис. 146. Хризоберилл

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,753 - 1,758$; $n_m = 1,747 - 1,749$; $n_p = 1,744 - 1,747$; $n_g - n_p = 0,009 - 0,011$. Высокий рельеф и ясная шагреневая поверхность. Окрашенный слабо плеохроирует: по Ng — светло-зеленоватый, бесцветный, желтый; по Nm — светло-желтоватый; по Np — светло-красноватый, бесцветный. Абсорбция $Ng > Nm > Np$. Угасание прямое, удлинение положительное. Пл. о. о. лежит в плоскости (010). Угол оптических осей — $2v$ около 45° , дисперсия $r > v$, иногда очень слабая, иногда очень сильная. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном Nm , серая, первого порядка.

Похожие минералы. Берилл — одноосный, имеет более низкое двупреломление; корунд — одноосный.

Происхождение. Сравнительно редкий аксессуарный минерал пегматитов. На контактах гранитов или пегматитов со сланцами в парагенезисе с бериллом, апатитом, полевыми шпатами и другими имеет и контактно-пневматолитовый генезис.

Целестин — SrSO_4 . Ромбическая сингония.

Встречается в виде таблитчатых, призматических, удлиненных кристаллов или неправильных зерен и их агрегатов. Спайность совершенная по (001), средняя по (010) и несовершенная по (110). В шлифе бесцветный (рис. 147).

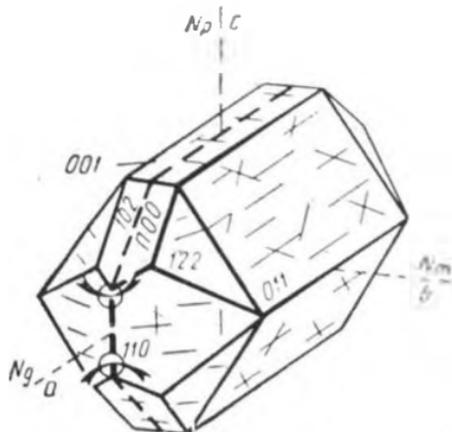


Рис. 147. Целестин

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,631$; $n_m = 1,624$; $n_p = 1,622$; $n_g - n_p = 0,009$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Угасание прямое по всем главным сечениям. Знак главной зоны положительный, но может быть и

отрицательным, при удлинении по оси b . Угол оптических осей — $2v = 51^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных плоскости оптических осей, серая, первого порядка.

Похожие минералы. В шлифах целестин очень сходен с баритом, от которого отличается меньшим преломлением и большим углом $2v$.

Происхождение. В изверженных, главным образом, основных породах, гидротермальный. Образует жилы с галенитом, сфалеритом и другими сульфидами, участвует в строении миндалинов вместе с гипсом, пренитом и др.

Цельзиан — $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Группа полевых шпатов. Моноклинная сингония.

Короткопризматические, столбчатые кристаллы, неправильные зерна. Спайность совершенная по (001), средняя по (010), несовершенная по (110). Двойники по

карлсбадскому, бавенскому и манебахскому законам. В шлифе бесцветный (рис. 148).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,588 - 1,596$; $n_m = 1,583 - 1,589$; $n_p = 1,579 - 1,584$; $n_g - n_p = 0,009 - 0,012$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Углы угасания: $b : Nm = 0^\circ$; $c : Np = 3^\circ$; $a : Ng = 27 - 30$

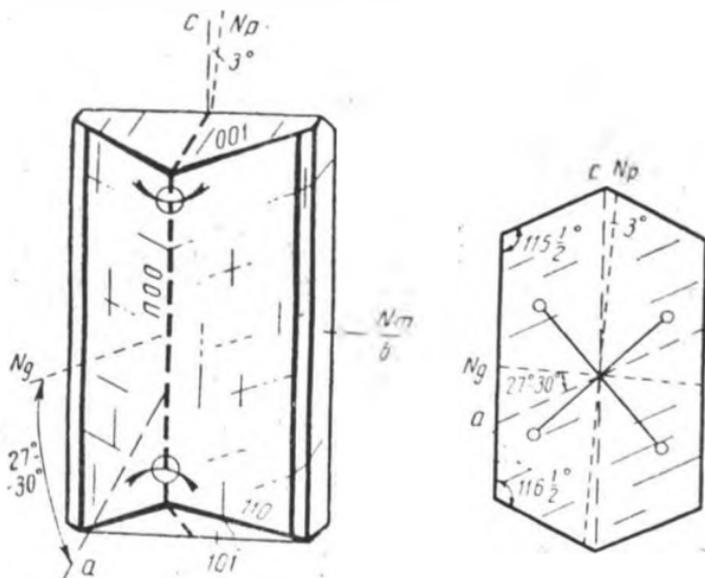


Рис. 148. Цельзиан

30° . Угол оптических осей — $2v = 88^\circ$, без ясной дисперсии. Знак главной зоны не определяется. Интерференционная окраска не выше светло-серой, белой, первого порядка.

Похожие минералы. Гиалофан, ортоклаз. От гиалофана цельзиан отличается более высоким двупреломлением, положительным оптическим характером, иной ориентировкой пл. о.о. От ортоклаза отличается большим преломлением, двупреломлением и углом $2v$.

Происхождение. Контактво-пневматолитовый. Встречается в приконтактных доломитах вместе с грапатом, кварцем, диопсидом.

Цоизит — $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$. Группа эпидота. Ромбическая сингония.

Образует призматические, удлиненные, шестоватые, широкотаблитчатые кристаллы, дающие иногда гексагональные разрезы, неправильные зерна, их микрзерни-

тые агрегаты, сферокристаллы, лучистые агрегаты. На крупных зернах видна ясная штриховка в вертикальном направлении. Спайность совершенная по (001). В шлифе бесцветный. Двойников нет (рис. 149, 150).

Оптические свойства. Двусный, положительный. Если пл. о.о. совпадает с плоскостью (100) — это α -цоизит. У β -цоизита плоскостью оптических осей является (010). Преломление α -цоизита выше, а двупреломление немного меньше, чем у β -цоизита: $n_g = 1,702—1,707$; $n_m = 1,695—1,702$; $n_p = 1,695—1,701$; $n_g - n_p = 0,007—0,006$.

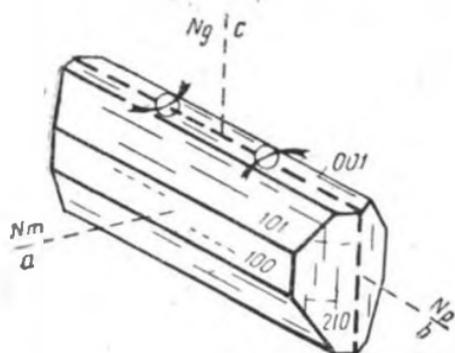


Рис. 149. Цоизит



Рис. 150. Цоизит (Ц) в габбро.
Ув. 160, при 1 ммк.

Высокий рельеф, резкая шагреневая поверхность. Угасание относительно ясно выраженного удлинения и спайности прямое или очень близкое к прямому. Удлинение может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей — $2v$ у α -цоизита равен $45—50^\circ$, у β -цоизита — $0—30^\circ$. Дисперсия оптических осей, соответственно, $r < v$ и $r > v$. Вследствие сильной дисперсии двупреломления, в некоторых разрезах наблюдается весьма характерная аномальная интерференционная окраска; серо-синяя, желтовато-бурая, густо-синяя.

Похожие минералы. Апатит, мелилит, везувин, эпидот, силлиманит, клиноцоизит. От апатита цоизит отличается по наличию спайности, большему преломлению, форме зерен, двусности и оптическому знаку; от мелилита — по отсутствию окраски, а также двусности,

оптическому знаку и спайности; от везувiana — по меньшему преломлению, наличию спайности, оптическому знаку; от эпидота — по оптическому знаку, низкому двупреломлению, меньшему углу $2v$; от силлиманита — по меньшему двупреломлению, меньшему углу $2v$, иному характеру спайности.

Происхождение. Обычно возникает как продукт гидротермального изменения основных, реже средних плагиоклазов, иногда с образованием соссурита — скрыто-кристаллической разности в смеси с актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом и др. Широко развит в сланцах, амфиболитах, контактно-измененных породах, в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с пирротинном, халькопиритом и др.

Эвклаз — $\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$. Моноклинная сингония.

Кристаллы призматического облика с многочисленными гранями; более или менее изометричные зерна. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (110) и (001). В шлифе бесцветный, светло-зеленый, голубой.

В толстых шлифах возможен плеохроизм, с различной ориентировкой цветов (рис. 151).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g=1,671$; $n_m=1,655$; $n_p=1,651$; $n_g-n_p=0,020$. Угол угасания — $(c:N_g)=41^\circ$. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол оптических осей — $2v=50^\circ$. Дисперсия $r>v$. Знак главной зоны минерала положительный. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m — пурпурно-синяя, второго порядка.

Происхождение. Впервые встречен в пустотах хлоритовых сланцев в ассоциации с топазом, горным хрусталем и др.

Энстатит — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Группа пироксенов. Моноклинная сингония, псевдоромбический.

Под микроскопом наблюдается в виде широкопластинчатых неправильных зерен или идиоморфных кристаллов с почти квадратными или восьмиугольными поперечными

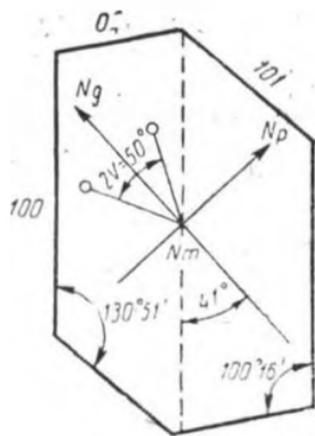


Рис. 151. Эвклаз, разрез \parallel пл. о. о.

сечениями, с двумя системами совершенных трещин спайности по призме (110). В шлифе бесцветный или очень слабо окрашен. Появление окраски вызывается присутствием железа, изоморфно замещающего магний. Двойники исключительно редки (рис. 152, 153).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g=1,660$; $n_m=1,653$; $n_p=1,651$; $n_g-n_p=0,009$. Высокый рельеф, ясная шагреневая поверхность. У окра-

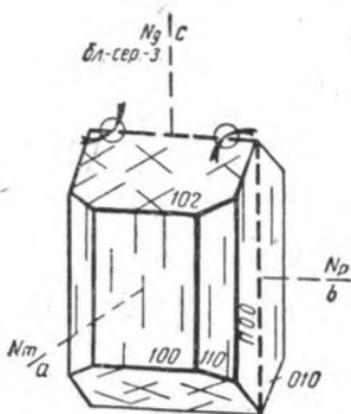


Рис. 152. Энстатит

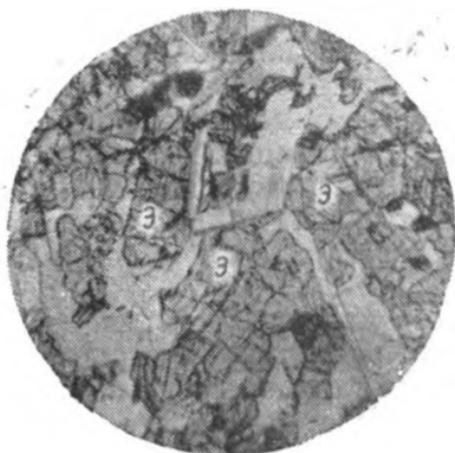


Рис. 153. Энстатит (Э) в габбро-норите. Ув. 24, при 1 ник.

шенных разностей слабый плеохроизм: по N_g — зеленоватый; по N_m — желтоватый; N_p — бледно-желтый или бесцветный. Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Угол угасания — 0° . Прямое погасание наблюдается на прямоугольных разрезах с одной системой трещин спайности, перпендикулярных к плоскости шлифа. На срезах, наклонных к плоскостям спайности, отмечается прямое и косое погасания. Разрезы с двумя системами спайности всегда дают косое погасание. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v = 70^\circ \pm 10^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_m , белая, серая, первого порядка. Пл. о. о. параллельна плоскости (010).

Включения. Часто содержит мелкие зерна магнетита, апатита, кварца, вулканического стекла. Нередки газово-жидкие включения, иногда вытянутые цепочкой параллельно удлинению минерала.

Разновидности. Клиноэнстатит — двуосный, оптически положительный, с косым угасанием — ($c : Ng$) = 22°. Редкий.

Продукты замещения. При постмагматических процессах энстатит преобразуется в серпентин в сопровождении магнетита, особенно в его пластинчатую разновидность, бастит. Изредка отмечается замещение тальком или амфиболом. Вторичное изменение приводит к образованию карбонатов и различных модификаций кремнезема. Переход в уралит менее обычен, чем у авгита. Иногда по энстатигу развивается хлорит.

Похожие минералы. От гиперстена энстатит отличается оптическим знаком и слабым плеохроизмом, чаще его отсутствием. От типичных моноклинных пироксенов (авгит, диопсид и др.) — более низким двупреломлением и прямым погасанием в вертикальных срезах.

Происхождение. Типичный магматогенный минерал, характерный для богатых магнием ультраосновных и основных интрузивных и эффузивных пород, таких как перидотиты, габбро-нориты, базальты. Иногда встречается в диоритах и андезитах; совсем редко — в гранитах. Известны находки в контактно-метаморфических образованиях и сланцах.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.
Ортоклаз	192
Пижонит	210
Шабазит	102

МИНЕРАЛЫ БЕСЦВЕТНЫЕ, ДВУОСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ

Андалузит — $Al_2[SiO_4]O$. Ромбическая сингония.

В шлифе встречается в виде вытянутых призматических кристаллов, дающих в поперечных сечениях ромбы, прямоугольники, параллелограммы, нередко зерна. Спайность совершенная по призме (110), пересекающаяся на определенных разрезах почти под прямым (89°) углом. Двойников нет. Бесцветный или окрашенный в розовый, слегка буроватый или зеленоватый цвет. Окраска большей частью распределяется неравномерно: по краям, или в центре, или участками (рис. 154, 155).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_e = 1,638—1,651$; $n_m = 1,633—1,644$; $n_p = 1,629—1,640$; $n_g = 0,009—0,011$ (возрастает от примеси железа). Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Окрашенные разности слабо плеохроируют; по $Ng = Nm$ — бледно-зеленый, бледно-желтый, бесцветный; Np — розовый, желтый, бесцветный. Угасание прямое. Знак главной зоны

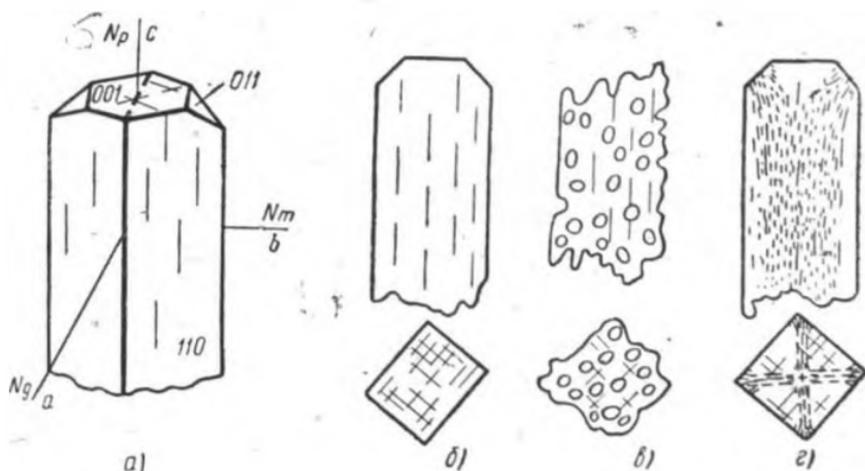


Рис. 154. Андалузит:

а — кристалл, б — разрезы, в — разрезы с включениями кварца, г — разрезы хиастолита

отрицательный. Угол оптических осей — $2v = 83—85^\circ$. Дисперсия $r < v$ (редко $r > v$), слабая. Пл. о.о. лежит в плоскости (010) . Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, серовато-желтая, первого порядка.

Включения. Часто содержит многочисленные включения мелких зерен кварца, рутила или обильные тонкодисперсные углистые выделения, расположенные закономерно по отношению к симметрии кристалла, в центральной части минерала. В поперечном разрезе черные углистые полосы образуют крест, в продольном — полосы. Такие разновидности называются хиастолитом.

Продукты замещения. При изменении довольно легко переходит в серицит, реже — в смесь корунда и шпинели с рутилом и полевым шпатом.

Похожие минералы. Апатит, топаз, дистен, мелилит, цоизит, везувин, гиперстен, тремолит и силлиманит. От апатита андалузит отличается двуосностью и более высоким двупреломлением; от топаза — большими преломлением и углом $2v$; от дистена — меньшими значениями преломления и двупреломления, прямым угасанием и отрицательным удлинением; от мелилита — двуосностью, формой разрезов; от цоизита — иным оптическим знаком, меньшим преломлением и большими двупреломлением и углом $2v$; от везувина — двуосностью, меньшим преломлением, большим двупреломлением; от гиперстена — отрицательным удлинением; от тремолита — углом между двумя системами спайности, отрицательным удлинением и низкими тонами интерференции и, наконец, от силлиманита — низким двупреломлением и отрицательным удлинением.

Происхождение. Андалузит — типичный контактовый минерал. Особенно часто встречается в контактах глинистых сланцев и гранитов, в измененных гранитами эффузивах; в регионально метаморфизованных породах. Парагенезис: кордиерит, дистен, силлиманит, гранат, корунд и др.

Анортит — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (90—100%) и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (10—0%). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Форма — широкопластинчатые изометричные или вытянутые кристаллы с простым или полисинтетическим двойникованием. Ширина отдельных индивидов двойников больше, чем у кислых и средних плагиоклазов. Неправильные зерна. Спайность совершенная по (001), ясная по (010) и несовершенная по (110). Бесцветный (рис. 156).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления меняются в зависимости



Рис. 155. Андалузит (А) в сланце. Ув. 24, при 2 ник.

от содержания аноритовой составляющей:

91% An	100% An
n_g 1,582	1,588
n_m 1,577	1,583
n_p 1,571	1,575
$n_g - n_p$ 0,011	0,013

Ясный рельеф и слабая шагреневая поверхность. Угол оптических осей — $2v = 77^\circ$. Дисперсия $r > v$. Знак зоны «±». Угол угасания на (010) — 37° , в плоскости (001) — 40° . Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном Nm , и при нормальной толщине шлифа, серая, светло-желтая, первого порядка.

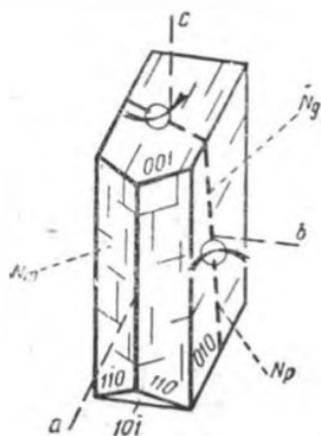


Рис. 156. Анортит

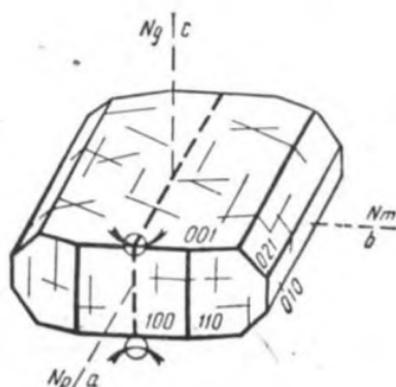


Рис. 157. Берtrandит

Продукты замещения. Переходит в цеолиты, пренит, каолинит, скаполит, соссюрит. Реже замещается серицитом, кальцитом, кварцем.

Похожие минералы. Анортит очень близок к битсвниту, для различения необходимы точные методы, в частности определение показателя преломления, который у анортита больше. В неправильных зернах и без двойников похож на кварц, но отличается двуосностью, преломлением. В составе пород, содержащих анортит, кварц не встречается.

Происхождение. Типичный магматический минерал, входящий в качестве одного из главных породообразующих в состав ультраосновных, реже основных пород интрузивного и эффузивного ряда.

Бертрандит — $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH})_2$. Ромбическая сингония.

Образует пластинки различного габитуса, таблички, сердцевидные формы, неправильные зерна. Спайность совершенная по (001), средняя по (100), (010) и (110). В шлифе бесцветный, иногда бледно-желтый, возможно от примеси лимонита (рис. 157). Обычны двойники.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,611—1,614$; $n_m = 1,603—1,605$; $n_p = 1,584—1,591$; $n_g - n_p = 0,027—0,023$. Заметный рельеф и слабая шагреновая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. Пл. о.о. параллельна (010). Угол оптических осей $2v = 73—75^\circ$. Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, синяя, зеленая, второго порядка.

Похожие минералы. Мусковит; имеет спайность только в одном направлении.

Происхождение. Образуется как вторичный продукт при разрушении берилла, по которому в пустотах иногда образует псевдоморфозы. Встречается в пегматитах, аплитах, гранитах в ассоциации с бериллом, турмалином и др.

Битовнит — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (70—90%) и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (30—10%). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Встречается в виде неправильных, более или менее изометричных зерен, редко в форме широкотаблитчатых гипидиоморфных кристаллов или микролитов в эффузивах. Полосы полисинтетических двойников широкие. Простые двойники наблюдаются редко. Бесцветный. Спайность совершенная по (001), менее совершенная по (010) и несовершенная по (010) (рис. 158, 159).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления колеблются в зависимости от содержания аортитовой составляющей:

71% An	90% An
n_g 1,572	1,582
n_m 1,568	1,578
n_p 1,563	1,571
$n_g - n_p$ 0,009	0,011

Рельеф заметный, шагреновая поверхность очень слабая или отсутствует. Угол оптических осей $2v$ колеблется около 85° . Так как плоскость оптических осей нахо-

дится под различными углами по отношению к кристаллографическим осям в битовнитах с различным содержанием анортита, то углы погасания косые и колеблющиеся в определенных пределах. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска светло-серая до светло-желтой первого порядка.

Включения. В битовните иногда содержатся включения мелких зерен авгита, оливина, магнетита, пузырьки газа или жидкости.

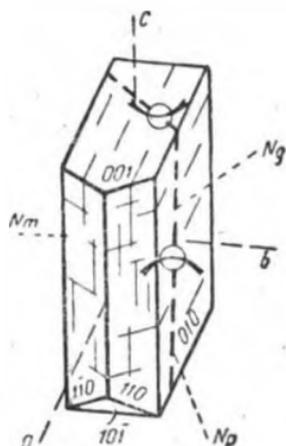


Рис. 158. Битовнит

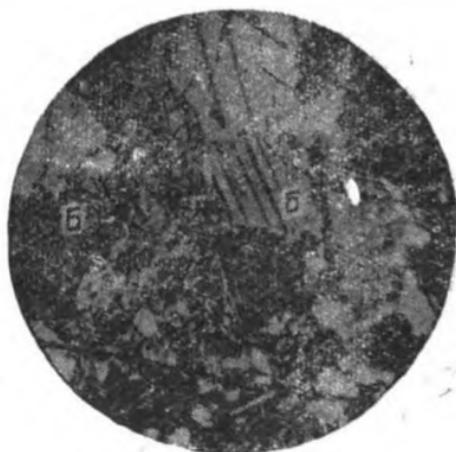


Рис. 159. Битовнит (Б) в норите. Ув. 24, при 2 ник.

Продукты замещения. Битовнит замещается пренимом, скаполитом, эпидотом, каолинитом, серицитом, реже гиббситом. Часто переходит в соссюрит — тонкозернистый агрегат из цоизита, эпидота, альбита, и в цеолиты.

Похожие минералы. Битовнит похож на лабрадор и анортит, совместно с которыми часто встречается. От лабрадора он отличается большим преломлением и оптическим знаком. От анортита — меньшим преломлением и содержанием анортитовой молекулы (определяется на универсальном столике Федорова). В разрезах без спайности и двойникования битовнит можно спутать с кварцем. Ясным отличием в данном случае является оность.

Происхождение. Наиболее редкий минерал из группы плагиоклазов. Встречается в интрузивных и эф-

фузивных породах основного ряда. Изредка вместе с лабрадором присутствует в составе мономинеральных пород типа анортозитов или плагиоклазитов.

Бустамит — $(Ca, Mn)_3[Si_3O_9]$. Триклинная сингония.

Толстые таблички, зерна с весьма совершенной спайностью по (010) и менее совершенной по (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$. Угол спайности между (010) и (100) — $92^\circ 30'$, а между (010) и $(\bar{1}\bar{1}0)$ — 45° . В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в розовый или оранжевый цвет (рис. 160).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,677-1,704$; $n_m = 1,675-1,701$; $n_p = 1,662-1,689$; $n_g - n_p = 0,015$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Окрашенный, слабо плещет: по N_g — бледно-оранжевый; по N_m — розово-красный; по N_p — бледно-оранжевый. Абсорбция $N_g < N_m > N_p$. Угол угасания ($b : Nm$) = 35° . Удлинение нейтральное. Угол оптических осей — $2v = 36-41^\circ$. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска первого порядка.

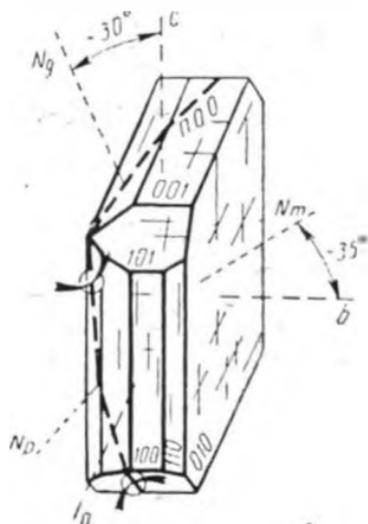


Рис. 160. Бустамит

Похожие минералы. Родонит; имеет большое преломление и угол $2v$.

Происхождение. Контактно-метасоматический, реже гидротермальный. Парagenезис: родонит, гранат, карбонаты и др. в мраморах.

Волластонит — $Ca_3[Si_3O_9]$. Триклинная сингония.

Обычны таблитчатые или удлиненно-призматические кристаллы, неправильные зерна, шестоватые, зернистые или радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и средняя по (001). Угол их пересечения на поперечном разрезе равен $84^\circ 30'$. Двойники по (100). В шлифе бесцветный (рис. 161).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,632-1,636$; $n_m = 1,630-1,634$; $n_p = 1,618-1,622$; $n_g - n_p = 0,014$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Пл. о.о. параллельна плоскости (010) и перпендикуляр-

на удлинению. Углы угасания: $b:Nm=3-5^\circ$; $c:Np=28-34^\circ$; $a:Ng=34-39^\circ$. Удлинение «±». Угол оптических осей — $2v=36-42^\circ$. Дисперсия $r>v$, ясная. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, светло-желтая, первого порядка.

Продукты замещения. При изменениях волластонит довольно легко переходит в кальцит.

Похожие минералы. Тремолит, пектолит, апатит, минералы группы эпидота. У тремолита угол между спайностями 56° , выше двупреломление, больше угол $2v$ и обратная схема дисперсии; у пектолита — больший

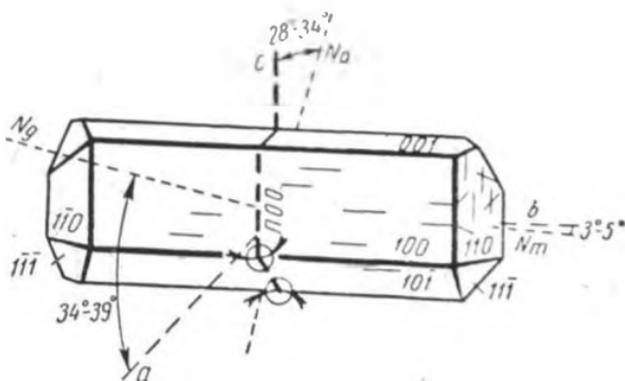


Рис. 161. Волластонит

угол $2v$ и значительно выше двупреломление; у апатита — нет спайности и он одноосный; у минералов группы эпидота — аномальные цвета интерференции.

Происхождение. Волластонит — типичный контактовый минерал. Встречается в известняках вместе с диопсидом, гроссуляром, эпидотом. Очень редко бывает первичномагматическим в нефелиновых сиенитах, диоритах и др.

Гиалофан — $(100-n) K[AlSi_3O_8]$ и $nBa[Al_2Si_2O_8]$, где $n=0-35\%$. Группа полевых шпатов. Моноклинная сингония.

Широкотаблитчатые, короткопризматические кристаллы и ксеноморфные зерна, аналогичные ортоклазу. Спайность совершенная по (001), средняя по (010). Дает двойники по бавенскому закону. Бесцветный (рис. 162).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, $n_g=1,534-1,547$; $n_m=1,531-1,545$; $n_p=1,528-1,542$.

$n_g - n_p = 0,006 - 0,005$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $b : Ng = 0^\circ$; $a : Np = 2 - 25^\circ$; $c : Nm = 20 - 50^\circ$. Показатели преломления, углы угасания и угол $2v$ возрастают с увеличением количества бария. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей $-2v = 74 - 79^\circ$. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы. Цельзиан, ортоклаз. У цельзиана пл. о.о. параллельна (010), выше двупреломление, положительный оптический знак, а у ортоклаза — меньшее преломление.

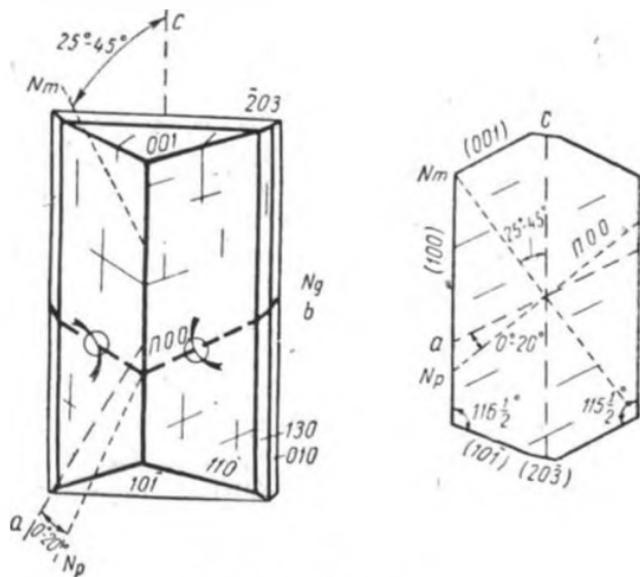


Рис. 162. Гялофан

Происхождение. Контактно-метаморфический, встречается в измененных доломитах, марганцевых рудах, в флогопит-кальцитовых жилах. Развивается по ортоклазу. Парагенезис: диопсид, скаполит, кальцит, турмалин, слюда, эпидот.

Данбурит — $\text{CaB}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}$. Ромбическая сингония.

В шлифе представлен правильными столбчатыми, короткостебельчатыми, короткопризматическими кристаллами или неправильными зернами. Имеет несовершенные трещины спайности по (001). Бесцветный или желтоватый (рис. 163).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,636$; $n_m = 1,633$; $n_p = 1,630$; $n_g - n_p = 0,006$.

Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны в зависимости от разреза может быть то положительным, то отрицательным. Угол оптических осей $2v$ около 90° . Вследствие сильной дисперсии минерал для красного, желтого и зеленого цвета отрицательный, для синего — положительный. Интерференционная окраска серая, первого порядка. Пл. о. о. параллельна плоскости (001).

Похожие минералы. Андалузит, доломит, топаз. От андалузита отличается плохой спайностью, сильной дисперсией оптических осей, отсутствием плеохроизма, меньшим двупреломлением; от датолита — значительно меньшим двупреломлением и, соответственно, более низкой интерференционной окраской, сильной дисперсией оптических осей, от топаза — плохой спайностью, большим углом $2v$.

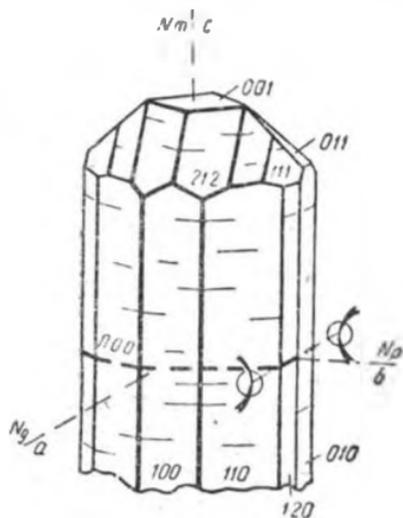


Рис. 163. Данбурит

— Датолит — $\text{Ca}_2\text{B}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_2$. Моноклинная сингония.

Короткостолбчатые, толстостолбчатые, пирамидальные кристаллы, неправильные зерна иногда с радиально-лучистым строением (рис. 164). Спайность не наблюдается. В шлифе бесцветный.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,666-1,670$; $n_m = 1,649-1,653$; $n_p = 1,621-1,626$; $n_g - n_p = 0,045-0,044$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Углы угасания: $c : Np = 1-9^\circ$; $a : Ng = 1-4^\circ$; $b : Nm = 0^\circ$. Удлинение «±». Угол оптических осей — $2v = 74^\circ$, дисперсия $r > v$, слабая. Пл. о. о. параллельна (010). Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных: Ng — сине-зеленая, второго порядка; Nm — розовая, второго порядка; Np — желтая, первого порядка.

Похожие минералы. Топаз, андалузит, монтичеллит, волластонит, пренит. От всех этих минералов датолит отличается гораздо большим двупреломлением.

Происхождение. Встречается как вторичный минерал в пустотах миндалекаменных эффузивов вместе с цеолитами, пренитом, кальцитом. В скарнах, жильных гранитах.

Дистен (кианит) — $Al_2[SiO_4]O$. Триклинная сингония.

Встречается в виде пластинчатых удлиненно-призматических, столбчатых и широкотаблитчатых кристаллов; иногда — радиально-лучистые и сноповидные агрегаты.

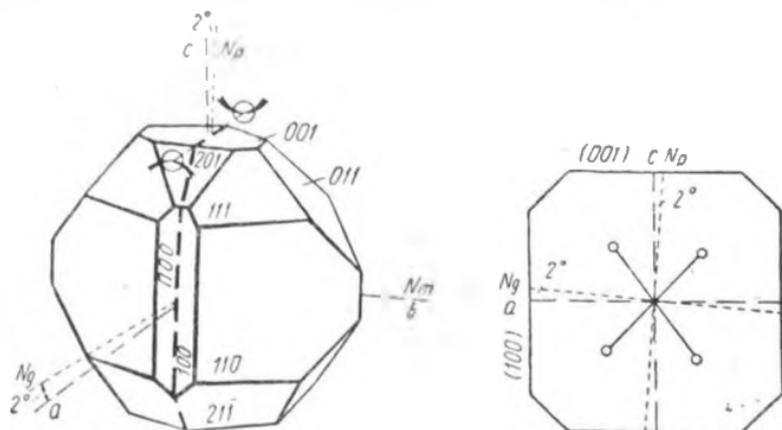


Рис. 164. Датолит

Спайность совершенная по (100), средняя по (010), отдельность по (001). В шлифе бесцветный или слабо голубоватый. Довольно часто наблюдаются простые и полисинтетические двойники, похожие на двойники плагиоклазов (рис. 165, 166).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,728-1,729$; $n_m=1,720-1,722$; $n_p=1,712-1,717$; $n_g-n_p=0,016-0,012$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. У окрашенных разностей отмечается слабый плеохроизм: по N_g — бледно-синий; по N_m — бледно-фиолетовый; по N_p — бесцветный. Абсорбция $N_g > N_m > N_p$. Углы угасания: $c:N_g = 30^\circ$; $b:N_m = 30^\circ$; $a:N_p = 2^\circ 30'$. Пл. о.о. почти перпендикулярна к плоскости (100). Знак главной зоны положительный, но в некоторых разрезах может быть и отрицательный. Угол оптических осей — $2v = 82^\circ 30'$. Дис-

персия $r > v$, очень слабая. Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, желтая, первого порядка.

Продукты замещения. При изменении довольно легко переходит в мусковит, иногда вместе с хлоритом.

Похожие минералы. Родонит, силлиманит, андалузит. От родонита дистен отличается иным оптическим знаком, большим углом $2v$, окраской (если

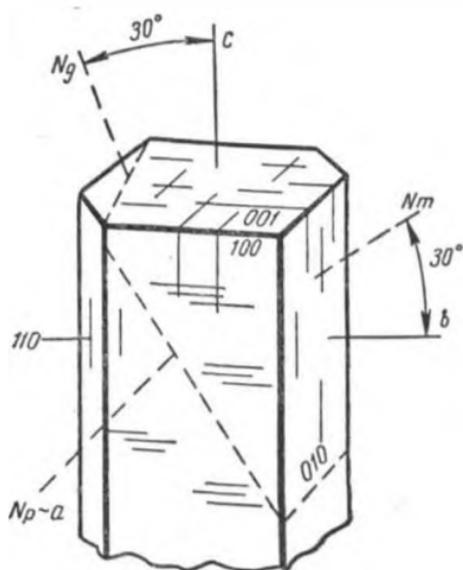


Рис. 165. Дистен



Рис. 166. Дистен в сланце.
Ув. 90, при I ник.

окрашен) и двойникованием; от силлиманита — наличием двойников, низким двупреломлением и отрицательным оптическим знаком; от андалузита — более высоким преломлением, положительным характером удлинения, цветом и наличием двойников.

Происхождение Типичный метаморфогенный минерал. Широко распространен в некоторых кристаллических сланцах в парагенезисе со ставролитом, андалузитом, силлиманитом, гранатом, рутилом. Встречается в амфиболитах, гранулитах, очень редко — в пегматитах, секущих сланцы, но не как первичномагматический, а как контактовый минерал.

Каолинит — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$. Триклинная сингония.

В шлифах исключительно редко встречается в виде более или менее крупных зерен с ромбовидными или шестиугольными разрезами. Чаще образует криптозернистые, землистые, мелкочешуйчатые и веерообразные агрегаты. Спайность весьма совершенная по (001). Под микроскопом бесцветный, в массе слабо-желтоватый, буроватый, серый (рис. 167).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,560-1,570$; $n_m=1,559-1,569$; $n_p=1,553-1,563$; $n_g-n_p=0,007$. Рельефа, шагреневой поверхности нет. Угасание почти прямое ($2-3^\circ$), но из-за небольших размеров зерен трудно определимо. Удлинение положительное. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Угол $2v=36-52^\circ$, дисперсия $r>v$, слабая. Интерференционная окраска почти отсутствует, так как чешуйки очень тонки.

Широко развит по полевым шпатам в разнообразных магматических породах.

Карфолит — $MnAl_2Si_2O_6[OH]_4$. Ромбическая (?) сингония.

Идиоморфных кристаллов не образует. Обычны волокнистые или радиально-лучистые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и средняя по (110), пересекается на поперечных срезах под углом $68^\circ 30'$. В шлифе бесцветный до желтого (рис. 168).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,630-1,639$; $n_m=1,628-1,632$; $n_p=1,611-1,617$; $n_g-n_p=0,019-0,022$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Плеохроизм у окрашенных разностей слабый: по Ng — бесцветный; $Nm=Np$ — желто-зеленый или золотисто-желтый до бесцветного. Абсорбция $Np=Nm>Ng$. Углы угасания $b:Np=0^\circ$; $a:Nm=1-4^\circ$; $c:Ng=1-4^\circ$. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. перпендикулярна (010). Угол оптических осей — $2v=50-70^\circ$. Дисперсия $r>v$. Интерференционная ок-

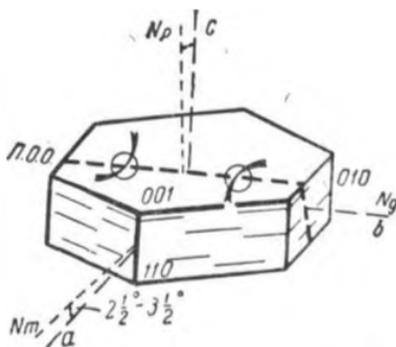


Рис. 167. Каолинит

раска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, от фиолетовой до синей, второго порядка.

Похожие минералы. Силлиманит, эпидот, актинолит. От силлиманита карфолит можно отличить по отрицательному оптическому знаку, форме кристаллов и большому углу $2v$; от эпидота — по меньшему преломлению, меньшему углу погасания и отсутствию супернормальной интерференционной окраски; от актинолита — по меньшему углу угасания и меньшему углу $2v$.

Происхождение. Пневматолитовый, встречается в трещинах оловоносных жил. Встречается в сланцах.

Кордиерит — $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$. Ромбическая сингония.

Образует короткопризматические или короткостолбчатые кристаллы, чаще неправильные, более или менее изометричные зерна. Иногда наблюдаются сложные двойники по (110) и по (130) и характерные для этого минерала тройники и шестерники, а также полисинтетические двойники. Спайность несовершенная по (010), плохо выражена. В шлифе бесцветный или очень слабо окрашен в различные цвета (рис. 169).

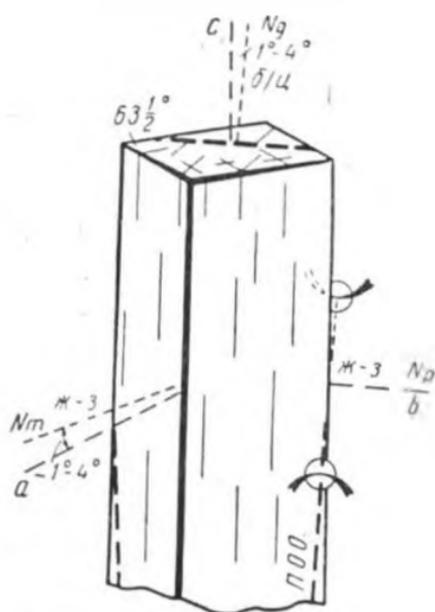


Рис. 168. Карфолит

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,543-1,575$; $n_m=1,539-1,605$; $n_p=1,534-1,558$; $n_g - n_p=0,009-0,017$. На оптических свойствах заметно сказывается присутствие железа, обуславливающего увеличение преломления. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. У слабо окрашенных разностей наблюдается плеохроизм: по N_g — бледно-сине-фиолетовый, светло-синий, желтый или бурый; по N_m — темно-фиолетовый, темно-синий, зеленый или темно-бурый; по N_p — светло-желтый, зеленый, бурый или красноватый. Абсорбция $N_m > N_g > N_p$. Пл. о.о. лежит в плоскости (100). Угасание прямое. Знак главной зоны отрица-

тельный. Угол оптических осей $2v = 45-80^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных оптической оси, от серой до красной первого порядка. Очень характерным свойством является наличие плеохроических «двориков» лимонно-желтого цвета, возникающих вокруг включений радиоактивных акцессорных минералов.

Включения. Кордиерит довольно часто содержит включения мелких зерен циркона, апатита, ставролита, дюмортьерита, шпинели, силлиманита, магнетита, вулканического стекла или углистых частиц. Последние закономерно располагаются по отношению к граням.

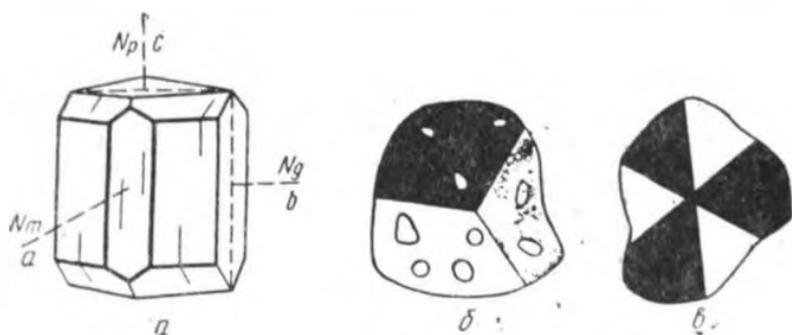


Рис. 169. Кордиерит:

а — кристалл, б — разрез тройника с включениями кварца, в — разрез шестерника

Разновидности. Пинит — серицитизированный кордиерит. Серицит в виде иголок располагается по трещинкам, удлинением перпендикулярно к стенкам трещин. Гигантолит — кордиерит, замещенный мусковитом и хлоритом, имеющих форму листочков.

Продукты замещения. Кордиерит легко подвергается всякого рода изменениям. В числе вторичных продуктов могут быть биотит, мусковит, хлорит, изотропное вещество, тальк.

Похожие минералы. Кордиерит сходен с альбитом, олигоклазом, нефелином и кварцем. Отличие от альбита — отрицательный оптический характер; от олигоклаза — формы зерен, тройники; от нефелина и кварца — двусность. От всех перечисленных минералов — плеохроические «дворики» вокруг некоторых аксессуаров.

Происхождение. Является типичным метаморфогенным минералом, характерным для гнейсов, сланцев, роговиков, измененных изверженных пород. Встречается в лавах.

Купфферит — $Mg_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Призматические кристаллы, лучистые, листоватые агрегаты, неправильные зерна. Спайность совершенная по призме (110), образующая на поперечном срезе угол в 56° . В шлифе бесцветный, редко слабо окрашен в коричневатый цвет разных оттенков и слабо плеохроирует с изменением интенсивности окраски (рис. 170).

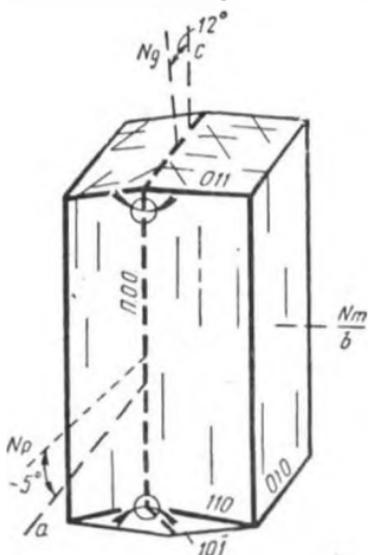


Рис. 170. Купфферит

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,632$; $n_m = 1,622$; $n_p = 1,602$; $n_g - n_p = 0,030$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Углы угасания: $b : Nm = 0^\circ$; $a : Np = 5^\circ$; $c : Ng = 12^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v = 80-90^\circ$. Дисперсия $r > v$. Пл. о.о. лежит в плоскости (010). Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, желтая, второго порядка.

Похожие минералы. Антофиллит, актинолит. От антофиллита его отличает косое погасание на большинстве разрезов; от актинолита — меньшее преломление и большее двупреломление.

Происхождение. Контактно-метасоматический — в зоне контакта интрузивных пород с карбонатными.

Ломонтит — $(Ca, Na_2)[AlSi_2O_6] \cdot 4H_2O$ (группа цеолитов). Моноклинная сингония.

Встречается в виде призматических кристаллов, похожих по форме на пироксен, сноповидных и радиально-лучистых агрегатов. Спайность в двух направлениях — по (010) и (110) — совершенная и по (100) — несовер-

шенная. В шлифе бесцветный, иногда слабо окрашен в желтоватый, сероватый и другие цвета (рис. 171).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,514-1,525$; $n_m=1,512-1,524$; $n_p=1,502-1,513$; $n_g-n_p=0,012$. Отрицательный рельеф. Шагреновая поверхность отсутствует. Углы погасания: $b:Nm=0^\circ$; $a:Np=10-26^\circ$; $c:Ng=20-36^\circ$. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол $2v=24-38^\circ$; дисперсия $r < v$, сильная. Знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска на срезе, параллельном пл. о.о. светло-желтая с сероватым оттенком, первого порядка.

Похожие минералы. Сколецит, гейландит, эпистильбит, десмин. От сколецита ломонит отличается

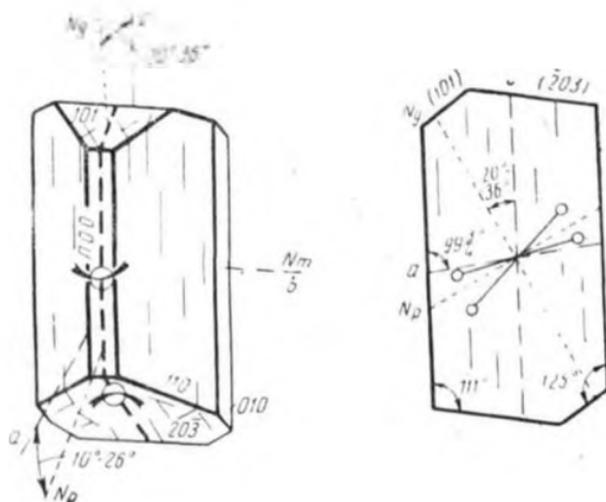


Рис. 171. Ломонит

большим двупреломлением; от гейландита — большим двупреломлением и иной ориентировкой плоскости оптических осей; от эпистильбита — большим углом $2v$; от десмина — положительным удлинением.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах и трещинах основных эффузивов, в сланцах, гнейсах, рудных жилах как вторичный минерал.

Маргарит — $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$. Моноклинная сингония.

Встречается в виде тонких табличек, листочков, чешуек с совершенной спайностью по (001). Обычны

двойники по слюдяному закону. В шлифе бесцветный (рис. 172).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,644-1,650$; $n_m = 1,643-1,648$; $n_p = 1,630-1,638$; $n_g - n_p = 0,014-0,012$. Рельеф ясный, шагреневая поверхность резкая. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Углы угасания: $b : Ng = 0^\circ$; $a : Nm = 6-8^\circ$; $c : Np = 17-19^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v = 45^\circ$ (от 40 до 67°). Дисперсия оптических осей по схеме $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных Nm , светло-желтая, первого порядка.

Продукты замещения. При изменении переходит в буровато-желтый гидрослюдистый минерал, известный под названием дёллента.

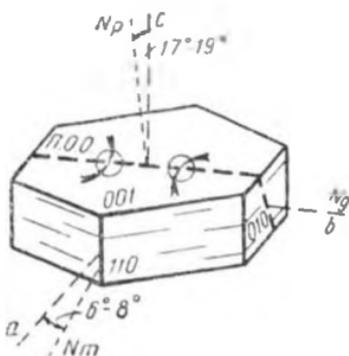


Рис. 172. Маргарит

Похожие минералы. Мусковит, диаспор, хлоритонд, тальк. От мусковита маргарит отличается большим преломлением, меньшим двупреломлением, косым угасанием, иной схемой дисперсии о.о.; от диаспора — значительно меньшими значениями угла $2v$ и преломления, косым угасанием; от хлоритонда — отсутствием окраски, меньшим преломлением, иным оптическим знаком; от талька — большим преломлением, меньшим двупреломлением, большим углом $2v$ и косым угасанием.

Происхождение. Образуется в процессе регионального метаморфизма и встречается в хлоритовых, слюдяных сланцах, месторождениях наждака, совместно с корундом, турмалином, ставролитом.

Микроклин — $K[AlSi_3O_8]$. Всегда содержит примесь натрия. Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

Обычно встречается в виде неправильных зерен разных размеров и только в порфириовидных гранитах и пегматитах образует правильные кристаллы размером в несколько сантиметров и больше. Однако некоторые исследователи считают, что подобные выделения микроклина являются метасоматическими образованиями.

В некоторых кислых эффузивах микроклин также образует идиоморфные вкрапленники. Совершенно бесцветный. Спайность совершенная по (001), ясная по (010), и несовершенная по (110). Образует простые двойники по карлсбадскому, манебахскому и бавенскому законам, но шире распространены и известны полисинтетические микродвойники в двух направлениях (микроклиновая решетка) по альбитовому и периклиновому законам. Иногда решетка располагается участками (пятнистый микроклин). В зависимости от среза системы двойников

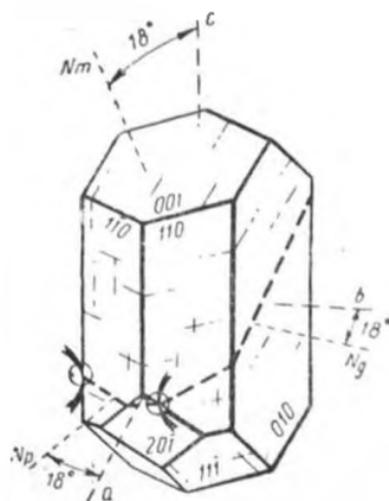


Рис. 173. Микроклин

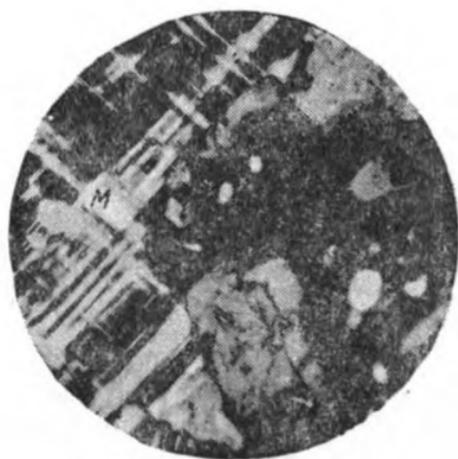


Рис. 174. Микроклин (M) в граните. Ув. 90, при 2 ник.

пересекаются то почти под прямым углом, то под сильно скошенным (рис. 173, 174).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, очень редко положительный. $n_g = 1,521-1,530$; $n_m = 1,518-1,526$; $n_p = 1,514-1,523$; $n_g - n_p = 0,007$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Угол угасания в зависимости от среза колеблется от 5 до 19°. Удлинение может быть положительным и отрицательным. Угол оптических осей — $2v$ меняется: у высокотемпературных микроклинов он меньше, у низкотемпературных — больше. В среднем колеблется около 60—80°. Дисперсия оптических осей по схеме $r > v$. Пл. о.о. параллельна плоскости (001). Интерференционная окраска серая,

первого порядка. В скрещенных николях в ряде случаев можно заметить, что двойниковое строение минерала осложняется наличием веретенovidных или неправильно полосчатых включений, представленных альбитом. Это продукт распада высокотемпературного раствора микроклин-альбитового состава — пертит распада или результат замещения калишпата альбитом при натровом метасоматозе (пертит замещения). При обратных соотношениях (микроклин в плагиоклазе) имеют место антипертиты.

Включения. В микроклинe часто содержатся включения, иногда закономерно расположенные (в порфировидных вкрапленниках): в центральной части лейсты плагиоклаза, обычно более основные, чем во всей породе, затем ближе к периферии размещаются зерна кварца, чешуйки биотита и, наконец, разнообразные акцессории — апатит, циркон, сфен и др.

Продукты замещения. Наиболее обычный процесс замещения микроклина — каолинизация, благодаря которой он мутнеет. При альбитизации замещается альбитом. В отличие от плагиоклазов не подвергается серицитизации даже при интенсивном развитии этого процесса.

Похожие минералы. Если микроклин имеет решетку, его нельзя спутать ни с каким другим минералом. Правда, у плагиоклазов при сложном двойниковании наблюдается нечто похожее, но их двойники четко ограничены, имеют ровные, прямолинейные грани, тогда как у микроклина они веретенovidные. От альбита отличается ясно заметным меньшим преломлением и отрицательным знаком.

Происхождение. Микроклин является одной из главных составных частей в эффузивных и интрузивных породах кислого и щелочного состава (гранитах, сиенитах, граносиенитах, гранодиоритах, пегматитах). Может быть и метасоматическим.

Монтичеллит — CaMgSiO_4 . Группа оливина. Ромбическая сингония.

Образует короткостолбчатые или призматические кристаллы и неправильные зерна, похожие на оливин. Спайность несовершенная по (010). Иногда наблюдаются двойники и тройники по (031). В шлифе бесцветный (рис. 175).

Оптические свойства. Двусный, отрицательный. $n_g=1,652-1,674$; $n_m=1,646-1,664$; $n_p=1,641-1,654$; $n_g-n_p=0,011-0,020$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Угасание прямое. Знак главной зоны, вследствие изометричных очертаний, неопределим. Пл. о.о. параллельна плоскости (001). Угол оптических осей $-2v=80-90^\circ$. Дисперсия $r>v$, слабая. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, от желтой, первого порядка до фиолетовой, второго порядка, на других разрезах — серая, первого порядка.

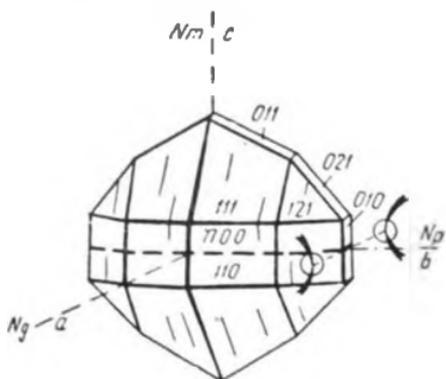


Рис. 175. Монтичеллит

Продукты замещения. Как и оливин, монтичеллит при вторичных процессах преобразуется в серпентин. Иногда переходит в пироксен.

Похожие минералы. Минералы группы оливина. Монтичеллит отличается значительно более низкой интерференционной окраской и (от форстерита) отрицательным оптическим знаком.

Проницаемость. Контактно-метасоматический. Образуется в контактно-измененных известняках. Парагенезис: гранат, пироксен, апатит, кальцит, иногда меллит.

Мусковит — $\text{KA}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}]_2$. Группа слюд. Моноклинная сингония.

В шлифе имеет форму неправильных чешуек, листочков, пластинок, табличек, редко в виде кристаллов псевдогексагонального облика. Образует веерообразные и листовато-почковидные агрегаты. Спайность весьма со-

вершенная в одном направлении. Бесцветный или слабо желтоватый, буроватый, зеленоватый. Встречаются двойники (рис. 176, 177).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,588-1,624$; $n_m = 1,582-1,619$; $n_p = 1,552-1,57$; $n_g - n_p = 0,036-0,054$.

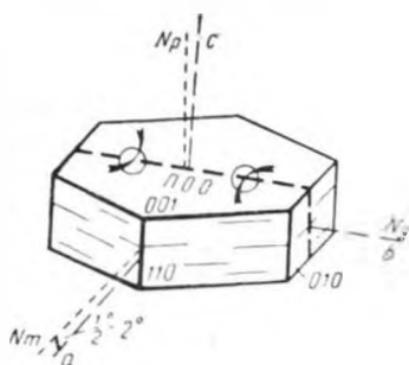


Рис. 176. Мусковит

На разрезах, перпендикулярных спайности, обладает рельефом, шагреновой поверхностью и характерным свойством, обусловленным большой разницей между n_g и n_p — псевдоабсорбцией. На срезах, параллельных спайности, эти явления отсутствуют. Угол угасания на срезе, перпендикулярном

спайности, прямой или почти прямой. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. параллельна (100). $2v = 35-50^\circ$. Дисперсия по схеме: $r > v$. Слабоокрашенный, слабо

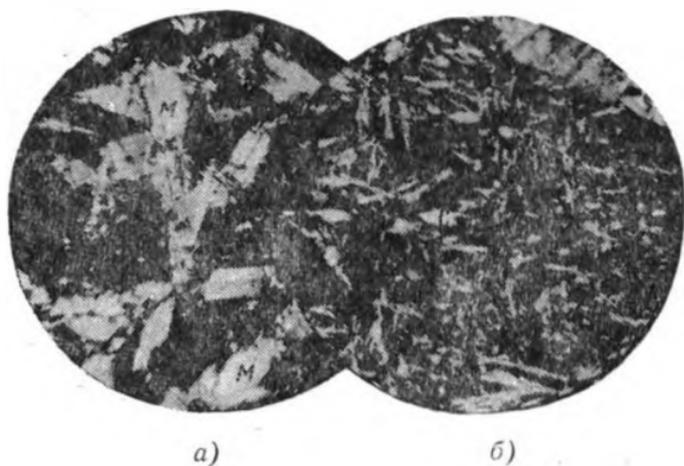


Рис. 177. Мусковит (а) и серицит (б) в граните.
Ув. 24, при 2 ннк.

плеохроирует по схеме $N_g \approx N_m > N_p$: по $N_g \approx N_m$ — бледно-желтый, бледно-бурый, по N_p — бесцветный. Интерференционная окраска очень чистая, яркая, на раз-

резах перпендикулярных *Ng* — зеленая, второго порядка, *Nm* — зеленовато-желтая, второго порядка, *Np* (параллельном спайности) — серая, первого порядка (при нормальной толщине шлифа).

Включения. В мусковите весьма часто содержатся обильные газово-жидкие и кристаллические включения. Последние бывают представлены цирконом, ксенотимом, монацитом, апатитом, сфеном, гранатом, турмалином, магнетитом, гематитом, кварцем и др.

Разновидности. Фуксит, ярко-зеленая, хромсодержащая слюда с плеохроизмом по *Ng* — синевато-зеленый, по *Nm* — желтовато-зеленый; по *Np* — бесцветный, до бледно-зеленого. Фенгит — мусковит с повышенным содержанием кремнезема, угол $2v = 24-36^\circ$. Серицит — мелкая слюдка, образуется при разрушении плагиоклазов и др. По всем свойствам аналогичен мусковиту.

Продукты замещения. Мусковит при гидратации преобразуется в дамурит или гидрослюдю, может замещаться альбитом и кварцем.

Похожие минералы. В разрезе, параллельном спайности, мусковит похож на кварц. Отличие — осность. Иногда по внешним признакам мусковит почти не отличим от талька. В этом случае помогает ассоциация минералов (тальк развивается, главным образом, по магнезиально-железистым силикатам) и угол $2v$ (у талька не больше 30°). Скаполит, похожий в ряде случаев на мусковит, отличается знаком зоны и осностью. Очень сходен с мусковитом канкринит, имеющий преломление ниже канадского бальзама. Спутать с мусковитом можно и слабоокрашенный лепидолит, но последний имеет преломление близкое к канадскому бальзаму.

В метаморфических породах мусковит можно спутать с пирофиллитом, который имеет больший угол оптических осей.

Происхождение. Мусковит бывает первично-магматическим только в гранитах, сильно обогащенных калием и летучими компонентами. Чаще всего он эпимагматический, развивающийся по таким минералам, как плагиоклазы, биотит, скаполит, корднерит, андалузит. Часто мусковит имеет гидротермальное или пневматолитическое происхождение. Встречается в гнейсах и разнообразных сланцах.

Накрит — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$. Моноклинная сингония.

Образует пластинчатые кристаллы псевдогексагонального облика, листочки, чешуйки, радиально-листоватые агрегаты. Встречаются двойники. Спайность совершенная по (001), средняя по (010) и (110). В шлифе бесцветный (рис. 178).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,563-1,566$; $n_m=1,562-1,563$; $n_p=1,557-1,560$; $n_g-n_p=0,006$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $b:N_g=0^\circ$; $a:Nm=10-12^\circ$; $c:Np=8-10^\circ$. Удлинение положительное. Пл. о.о. пер-

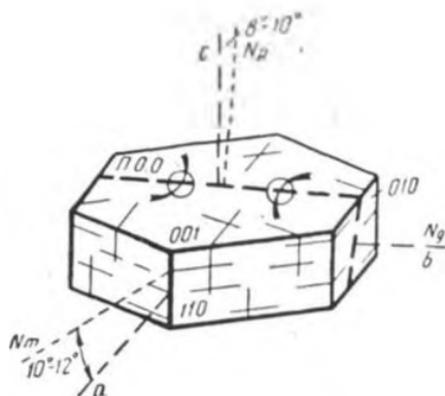


Рис. 178. Накрит

пендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей — $2v$ у чистых разновидностей равен 40° , у содержащих железо — достигает 90° . Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы. Накрит можно спутать с диккитом, каолинитом, монтмориллонитом, серицитом. От диккита он отличается меньшими углами угасания и иной схемой дисперсии; от каолинита — большими углами угасания; от монтмориллонита и серицита — меньшей величиной двупреломления.

Происхождение. Пневматолитовый или гидротермальный. Встречается в ассоциации с криолитом и слюдами или сульфидами в гидротермальных жилах. Не бывает осадочным. Редкий.

Олигоклаз — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (90—70%) и $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (10—30%). Группа полевых шпатов. Триклинная сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных зерен или гипидиоморфных и идисморфных широкотаблитчатых кристаллов. Спайность совершенная по (001), хорошая по (010) и плохая по (110). Двойники простые и полисинтетические. Бесцветный (рис. 179, 180).

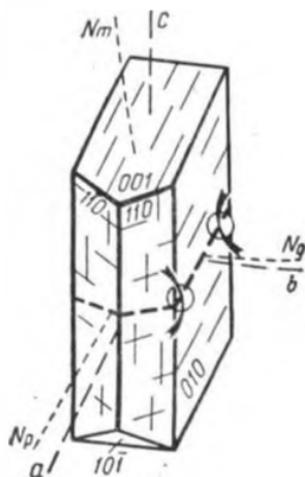


Рис. 179. Олигоклаз



Рис. 180. Олигоклаз (O) в граните. Ув. 24, при 2 ник.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления колеблются в зависимости от содержания анортитовой составляющей:

11% An	30% An
n_g 1,542	1,552
n_m 1,536	1,548
n_p 1,533	1,543
$n_g - n_p$ 0,009	0,009

Шагреновая поверхность и рельеф отсутствуют. Плоскость оптических осей с кристаллографическими осями в олигоклазах с различным содержанием анортита образует различные углы, вследствие чего углы погасания колеблются. Знак главной зоны может быть и положительным, и отрицательным. Угол оптических осей — $2v$ близок к 90° . Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска светло-серая, первого порядка.

Включения. Может содержать мелкие зерна различных аксессуарных минералов (апатит, циркон, магнетит, гранат и др.), известны газово-жидкие включения.

Продукты замещения. По олигоклазу могут развиваться, замещая его иногда полностью, каолинит, серицит, эпидот, цоизит, микроклин, альбит.

Похожие минералы. Олигоклаз похож на альбит и андезин. Отличается оптическим знаком и преломлением, большим, чем у альбита, меньшим, чем у андезина.

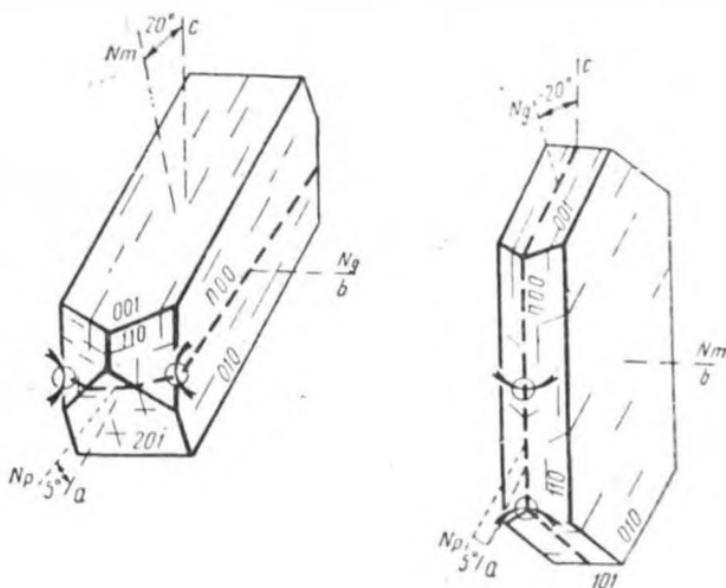


Рис. 181. Ортоклаз и санидин

От других плагиоклазов легко отличается по отсутствию рельефа и иному парагенезису. В срезах, параллельных плоскости двойникования, олигоклаз можно спутать с кварцем, от которого он отличается двуосностью и оптическим знаком.

Происхождение. Типичный магматогенный минерал, характерный для глубинных и излившихся пород гранитоидного ряда. Реже — в измененных основных породах. Встречается в гнейсах и сланцах.

Ортоклаз — $K[AlSi_3O_8]$. Группа полевых шпатов. Моноклинная сингония.

Чаще всего имеет неправильную форму, редко (в эффузивах) образует правильные кристаллы. Размер зерен сильно варьирует. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (010) и (110). Бесцветный слегка мутноватый. Встречаются простые двойники по карлсбадскому и другим законам (рис. 181, 182).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный, редко положительный. $n_g = 1,524—1,535$; $n_m = 1,522—1,533$; $n_p = 1,518—1,528$; $n_g - n_p = 0,006—0,007$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Угол угасания — $a : Np$ — от 5 до 12°, $c : Nm$ — от 14 до 21°, $b : Ng = 0$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v$ сильно колеблется от 30 до 84°.

Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска серая, белая, первого порядка. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010).



Рис. 182. Ортоклаз (Or)
в кислом эффузиве.
Ув. 64, при 2 ник.

Включения. Ортоклаз часто содержит многочисленные включения различных акцессорных минералов, плагиоклазов, кварца, который иногда образует с ним закономерное сростание (пегматит, микропегматит). Как и микроклин, ортоклаз содержит включения альбита (пертит распада или замещения — см. микроклин). При микроскопических размерах включений альбита — это микропертит и криптопертит, если включения настолько малы, что угадываются лишь по неравномерному угасанию ортоклаза. Нередко содержит многочисленные вторичные продукты, благодаря чему часто замутнен.

Разновидности. Адуляр — бесцветный, прозрачный ортоклаз. Санидин — высокотемпературный, водянопрозрачный ортоклаз.

Продукты замещения. Главным и, пожалуй, почти единственным видом замещения ортоклаза является каолинизация или пелитизация, в результате которой минерал становится буроватым. В сильно измененных гранитах ортоклаз может замещаться турмалином с образованием псевдоморфоз. Изредка внутри зерен ортоклаза наблюдаются эпидот или кальцит. Возможно, что они развиваются по плагиоклазу, включенному в ортоклаз.

Похожие минералы. Ортоклаз можно спутать с альбитом или олигоклазом в срезе, параллельном двойникованию. Отличается оптическим знаком (альбит оптически положительный), олигоклаз имеет преломление больше канадского бальзама. От кварца ортоклаз отличается по двусосности, оптическому знаку, меньшему преломлению и наличию спайности; от кордиерита — меньшим показателем преломления; от нефелина — по осности, меньшему преломлению, формам зерен.

Происхождение. Ортоклаз широко развит как один из главных породообразующих минералов в гранитоидах, щелочных средних и основных породах как в интрузивной, так и в эффузивной фации. Может быть и гидротермального происхождения.

Парагонит — $\text{NaAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$. Группа слюд. Моноклинная сингония. Иногда в качестве примеси присутствует несколько процентов K_2O .

Правильных кристаллов не образует. Обычны листочки, чешуйки, таблички, их агрегаты. Спайность совершенная по (001). В шлифе бесцветный или слабо окрашенный в желтоватый или зеленоватый цвет. Не плеохронрует (рис. 183).

Оптические свойства. Двусосный, отрицательный. $n_g = 1,600-1,605$; $n_m = 1,594-1,599$; $n_p = 1,564-1,577$; $n_g - n_p = 0,036-0,028$. Рельеф слабый, шагреневая поверхность почти не заметна. Пл. о. о. перпендикулярна (010). Угасание почти прямое по a и c , по b — прямое. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v = 40-50^\circ$. Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных плоскости оптических осей, от желтовато-зеленой до фиолетово-красной, второго порядка.

Похожие минералы. Парагонит отличается от мусковита только по одному признаку: отсутствию псев-

доабсорбции на срезах, перпендикулярных спайности, что весьма характерно для последнего. По всем остальным свойствам их различить невозможно.

Происхождение. Регионально-метаморфический. Встречается почти исключительно в сланцах (парагонитовых и др.) в ассоциации с дистеном, ставролитом, иногда с омфацитом или с графитом (в мраморах).

Пирофиллит — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде чешуйчатых, лучистостелловатых агрегатов, сферолитов, чешуек, пластинок или таблитчатых очень мелких кристаллов. Спайность совершенная по (001). Бесцветный (рис. 184).

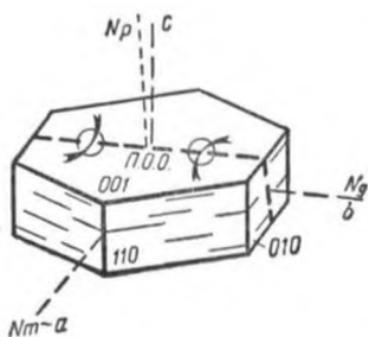


Рис. 183. Парагонит

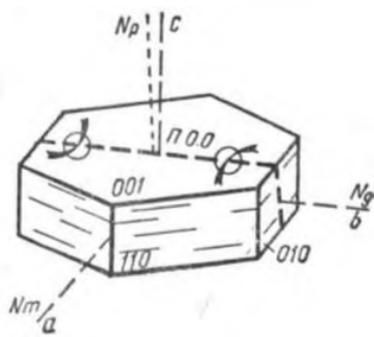


Рис. 184. Пирофиллит

Оптические свойства. Двусный, отрицательный. $n_g=1,600$; $n_m=1,588$; $n_p=1,552$; $n_g-n_p=0,048$. Слабый рельеф. Шагреновой поверхности нет, или очень слабая. Угасание прямое. Удлинение положительное. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Угол оптических осей — $2v=53-60^\circ$. Дисперсия $r>v$, слабая. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей и при нормальной толщине шлифа, третьего порядка.

Похожие минералы. Тальк, мусковит, каолинит. От талька и мусковита пирофиллит отличается большим углом оптических осей, от каолинита — более высоким двупреломлением.

Происхождение. Гидротермальный, в кварцевых жилах. Встречается в кристаллических сланцах, в виде прослоек — в углистых (псевдоморфозы по раститель-

ным остаткам) и глинистых сланцах. Образует псевдоморфозы по дистену, андалузиту, мусковиту.

Рихтерит — $\text{CaNa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Содержит до 6% K_2O . Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Хороших кристаллов не дает, обычны стебельчатые или игольчатые формы. Спайность, как у всех амфиболов по призме (110), совершенная, пересекающаяся на поперечных разрезах под углом 56° . В шлифе бесцветный или

слабоокрашен в разные оттенки желтого цвета (рис. 185).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,627-1,641$; $n_m = 1,620-1,635$; $n_p = 1,605-1,622$; $n_g - n_p = 0,022-0,019$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. У окрашенных разностей наблюдается слабый плеохроизм: по N_g — бесцветный, оранжевый; по N_m — светло-желтый, оранжевый; по N_p — бесцветный, светло-желто-коричневый. Абсорбция по схеме: $N_g = N_p < N_m$. Пл. о.о. лежит в плоскости (010). Углы угасания: $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_p = 3-5^\circ$; $c : N_g = 17-19^\circ$. Удлинение положительное. Угол оптических осей — $2v = 66-70^\circ$. Дисперсия

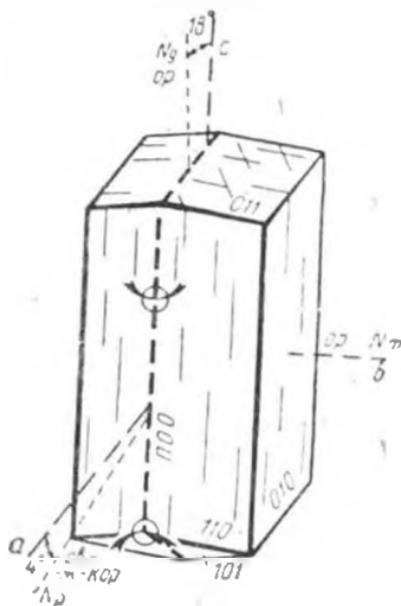


Рис. 185. Рихтерит

$r < v$. Интерференционная окраска в разрезе, параллельном плоскости оптических осей, красная, фиолетовая, первого порядка (в шлифах нормальной толщины).

Похожие минералы. Актинолит, жедрит. От первого рихтерит отличается окраской или ее отсутствием; от жедрита — косым угасанием и цветом.

Происхождение. Контактно-метасоматический. Встречается в скарновых железо-марганцевых месторождениях, в измененных доломитовых известняках. Редкий.

Сколецит — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (группа цеолитов). Моноклинная сингония.

Обычно представлен радиально-лучистыми и волокнистыми агрегатами, реже тонкопризматическими кри-

сталлами с вертикальной штриховкой. Спайность совершенная по (110). В шлифе бесцветный (рис. 186).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,517-1,521$; $n_m = 1,516-1,520$; $n_p = 1,510-1,513$; $n_g - n_p = 0,007-0,008$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Пл. о. о. перпендикулярна плоскости (010). Углы угасания: $c : Np = 15-18^\circ$; $a : Nm = 14-17^\circ$; $b : Ng = 0^\circ$. Удлинение (знак главной зоны) отрицательное. Угол оптических осей — $2v = 36-56^\circ$. Дисперсия

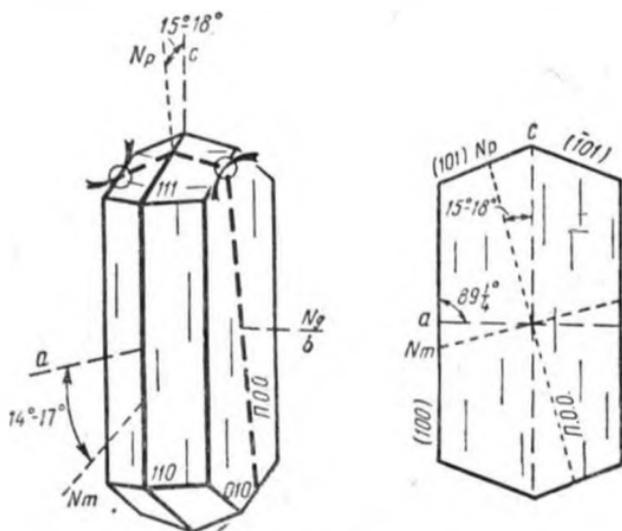


Рис. 186. Сколецит

по схеме: $r \ll v$. Интерференционная окраска серая, первого порядка.

Похожие минералы. Натролит, томсонит, десмин (стильбит), мезолит. От натролита сколецит отличается косым угасанием и отрицательным удлинением; от томсонита, кроме того, меньшим двупреломлением; от десмина — большим углом погасания; от мезолита — большим двупреломлением, большим углом угасания и отрицательным удлинением.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается как вторичный минерал в пустотах основных эффузивов (базальты, фонолиты), а также в сланцах и контактно-измененных известняках.

Стильбит (десмин) — $(Na_2, Ca)[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 6H_2O$ (группа цеолитов). Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде сноповидных, радиально-лучистых и волокнистых агрегатов с волнистым угасанием. Реже в виде табличек и крестообразно сдвойникованных кристаллов, дающих в сечениях псевдоромбические формы. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (100). Под микроскопом минерал бесцветный (рис. 187).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,496—1,509$; $n_m = 1,494—1,507$; $n_p = 1,486—1,498$;

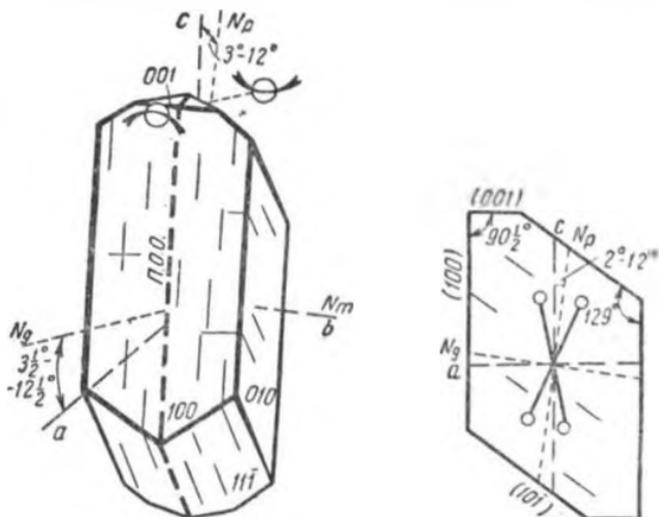


Рис. 187. Стильбит

$n_g - n_p = 0,010—0,011$. Отрицательный рельеф. Шагреневой поверхности нет. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол угасания ($b : Nm$) = 0° , на других разрезах — от 3 до 12° . Знак главной зоны преимущественно отрицательный, но в некоторых случаях может быть и положительным. Угол оптических осей — $2v = 30—49^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на разрезах, параллельных пл. о.о., серая, первого порядка.

Похожие минералы. Гармотом, филлипсит и эпистильбит. От первых двух минералов стильбит отличается иной ориентировкой пл. о.о., меньшим углом угасания и меньшим углом $2v$; от эпистильбита — отрицательным удлинением.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах и трещинах эффузивов, иногда в гранитах,

габбро, гнейсах и других породах. Обычный парагенезис — кальцит, гейландит и другие цеолиты.

Тальк — $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$. Моноклинная сингония.

Встречается, как правило, в микрочешуйчатых, спутанно-листоватых агрегатах. Редко — в виде пластинчатых псевдогексагональных табличек. Спайность весьма совершенная в одном направлении — по (001). Двойники очень редки, с образованием псевдокубических форм. Дает псевдоморфозы по оливину, пироксену в окружении

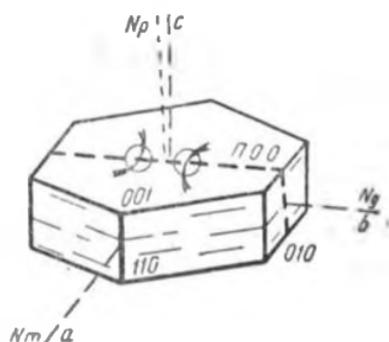


Рис. 188. Тальк



Рис. 189. Тальк (Т) в норите.
Ув. 90, при 2 ник.

опацитовой каемки из рудного минерала. В шлифе бесцветный, но нередко очень слабо буроватый или зеленовато-буроватый (рис. 188, 189).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,589—1,590$; $n_m = 1,589$; $n_p = 1,539—1,545$; $n_g - n_p = 0,050—0,045$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010). Угасание прямое, удлинение положительное. Угол оптических осей — $2v$ колеблется от 0 до 30° . Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска от синей, второго порядка до синю-голубой, третьего порядка — на разрезах, параллельных плоскости оптических осей.

Похожие минералы. Пирофиллит, брусит, мусковит (серицит). От пирофиллита тальк отличается меньшим углом $2v$; от брусита — двуосностью и отрицатель-

ным оптическим знаком; от мусковита (серицита) тальк, если он не окрашен, иногда почти невозможно отличить без химической реакции, но если удастся определить угол $2v$, то эта задача будет решена (см. мусковит).

Происхождение. Типичный вторичный минерал, развивающийся в изверженных породах основного и ультраосновного состава по магнезиальным минералам: оливину, ромбическим пироксенам, серпентину, тремолиту, хлориту, хлоритоидам, иногда по кордиериту. Широко

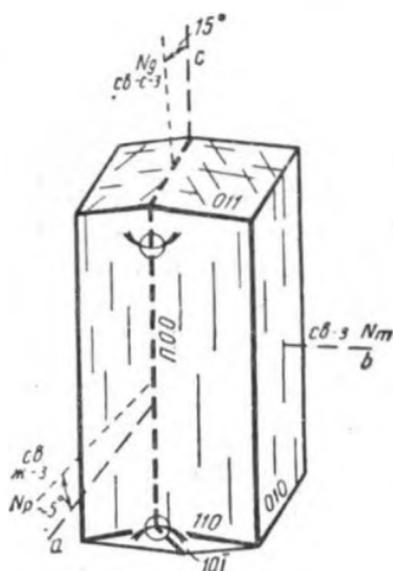


Рис. 190. Тремолит



Рис. 191. Тремолит (Tr) в амфиболите. Ув. 24, при 2 ник.

представлен в метаморфических породах — сланцах и др.

Тремолит (грамматит) — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Длиннопризматические, игольчатые и волокнистые кристаллы без концевых граней, неправильные зерна. Спайность, как у всех амфиболов совершенная, по третьей призме (110), пересекающаяся под углом в 56° . Двойники простые, изредка полисинтетические. В шлифе бесцветный (рис. 190, 191).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,624$; $n_m=1,613$; $n_p=1,600$; $n_g-n_p=0,024$. Ясный рельеф и слабая шагреневая поверхность. Углы уга-

сания: $b : Nm = 0^\circ$; $a : Np = 1-6^\circ$; $c : Ng = 11-17^\circ$. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. параллельна (010). Угол оптических осей $-2v = 85^\circ$. Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных Ng , — желтовато-серая, первого порядка, Nm — сине-зеленая, второго порядка, Np — светло-желтая, первого порядка (в шлифах нормальной толщины). Схема абсорбции $Ng < Nm > Np$.

Включения. Унаследует включения, содержащиеся в первичном минерале; кварц, акцессорные минералы, углистое вещество, биотит.

Продукты замещения. При разрушении обычен переход в хлорит, кальцит, эпидот, тальк и др.

Похожие минералы. Андалузит, волластонит, мусковит, пироксен, эпидот, апатит, грюнерит, актинолит. От андалузита тремолит отличается по положительному удлинению и более высокой интерференционной окраске; от волластонита — по положительному удлинению, различию в углах пересечения двух систем спайности (см. волластонит), большему углу $2v$ и иной схеме абсорбции; от мусковита (когда тремолит в мелких зернах) — по косому угасанию и меньшему двупреломлению; от пироксена — по меньшему углу погасания и оптическому знаку; от эпидота — по иной ориентировке плоскости оптических осей, отсутствию аномальной интерференционной окраски и меньшему преломлению. От апатита тремолит можно отличить по косому угасанию, двуосности, большему двупреломлению и меньшему преломлению, а от грюнерита — по меньшему показателю преломления; от актинолита — по отсутствию окраски.

Происхождение. Типичный эпимагматический минерал, нередко образующийся по кальциево-магнезильным пироксенам. Часто встречается в роговиках, сланцах, метаморфизованных кристаллических известняках и доломитах.

Эпистильбит — $(Ca, Na_2)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$ (группа цеолитов). Моноклинная сингония. По-видимому, является разновидностью гейландита, отличается от него по оптическим константам.

Встречается в виде призматических, столбчатых кристаллов, перекрещенных двойников, зернистых и радиально-лучистых агрегатов. Спайность совершенная по (010). В шлифе бесцветный (рис. 192).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,512-1,519$; $n_m = 1,510-1,515$; $n_p = 1,502-1,505$; $n_g - n_p = 0,010-0,014$. Рельеф и шагреньевая поверхность отсутствуют. Углы угасания: $b : Nm = 0^\circ$; $c : Ng = 10^\circ$; $a : Np = 11^\circ$. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол оптических осей — $2v = 44^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска белая, светло-желтая, первого порядка.

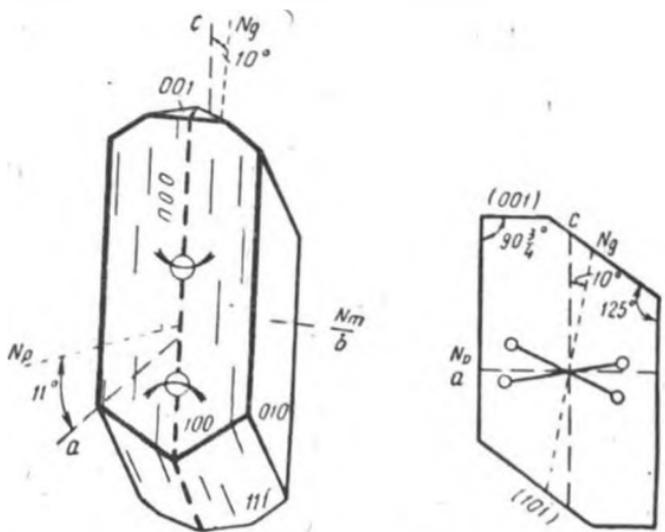


Рис. 192. Эпистильбит

Похожие минералы. Эпистильбит сходен с гейландитом, стильбитом, филлипситом. От гейландита он отличается отрицательным оптическим знаком, характером удлинения, меньшими углами угасания; от стильбита знаком удлинения; от филлипсита — меньшими углами угасания.

Происхождение. Гидротермальный. Встречается в пустотах базальтов, диабазов и других изверженных пород, в гнейсах и прочих, как продукт разложения силикатных минералов.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.		Стр.
Актинолит	240	Серпентин	150
Гмелинит	132	Флогопит	257
Лепидолит	219	Циннвальдит	259
Ловенит	251	Шабазит	102
Сапфирин	256	Эпидот	222

МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ, НЕ ПЛЕОХРОИЧНЫЕ (ИЛИ СЛАБО ПЛЕОХРОИЧНЫЕ), ОДНООСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ

Рутил — TiO_2 . Тетрагональная сингония.

В шлифе встречается в виде вытянутых призматических, столбчатых и игольчатых кристаллов. Очень часто образует характерные коленчатые и сердцевидные двойники, иногда — полисинтетические, очень часто округлые зерна и их агрегаты. Спайность совершенная по (110) и средняя по (100), пересекается в определенных сечениях

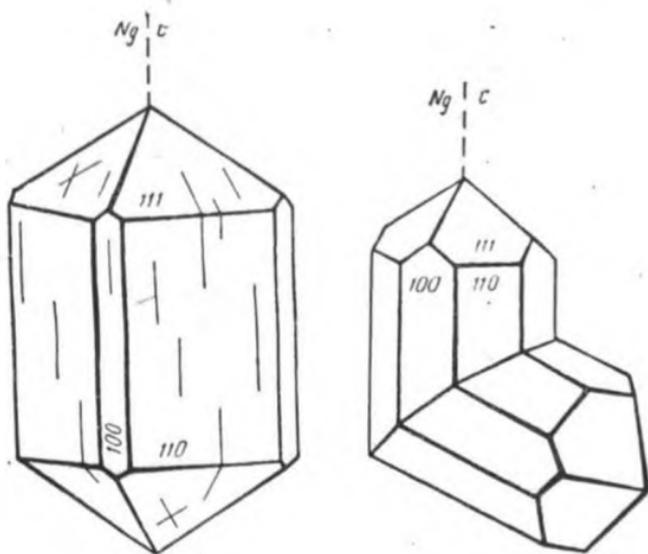


Рис. 193. Рутил. Форма кристаллов

под углом 90° , но наблюдается редко. Цвет буровато-желтый, красный, красновато-бурый, редко зеленоватый или фиолетовый. Иногда почти непрозрачен и просвечивает в краях красноватым цветом (рис. 193, 194).

Оптические свойства. Одноосный, положительный. $n_e = 2,895-2,903$; $n_o = 2,609-2,616$; $n_e - n_o = 0,286-0,287$, поэтому имеет исключительно высокий рельеф и резко выраженную шагреневую поверхность. Плеохроизм слабый: по Ne — коричневато-желтый, желто-зеленый, по No — желтый, красно-коричневый. Абсорбция $Ne > No$, слабая. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный, но вследствие очень высокого дву-

преломления устанавливается редко. Благодаря этому же интерференционную окраску определить невозможно. И в скрещенных николях и в проходящем свете рутил имеет одинаковый цвет. В тонких (меньше толщины шлифа) игольчатых кристаллах минерал дает яркие интерференционные окраски (синие, красные, фиолетовые), что позволяет легко определить его, так как никакой другой минерал в тонких кристаллах не интерферирует так высоко.

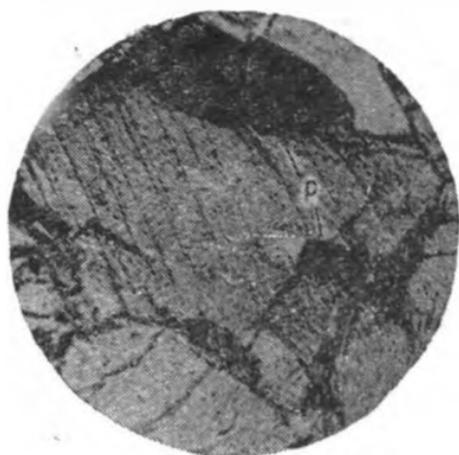


Рис. 194. Рутил (P) в гранодиорите. Ув. 64, при 1 ник.

Включения. В некоторых случаях внутри зерен рутила наблюдаются мельчайшие кристаллики апатита и циркона.

Разновидности. Сагенит — тонкоигольчатый рутил, образующий в хлорите, заместившем амфибол или биотит, плоские сетчатые сростки.

Продукты замещения. Рутил весьма стойкий минерал, но нередко переходит в ильменит или сфен.

Похожие минералы. Вследствие чрезвычайно высоких преломления и двупреломления и характерной окраски рутил нельзя смешать ни с каким другим минералом.

Происхождение. Встречается как первичная составная часть в различных магматогенных породах, но чаще как указатель развития метаморфических процессов. Весьма обилен в гнейсах, амфиболитах, эклогитах. Может быть контактно-метаморфическим и гидротермальным.

Торит — ThSiO_4 . Тетрагональная сингония.

Образует призматические кристаллы с пирамидальными окончаниями, в базальных сечениях — квадраты, неправильные, округленные зерна. Формы очень близки к

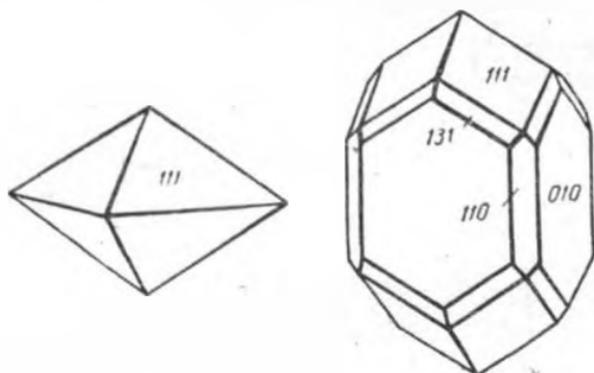


Рис. 195. Торит'

циркону. Ясная спайность по (110). Одноосный, положительный, но вследствие гидратации почти всегда изотроп-



Рис. 196. Торит (Т) в пегматите. Ув. 64, при 1 ник.

ный с $n=1,68-1,72$. Цвет оранжево-желтый, буровато-желтый до буровато-черного (рис. 195—196).

Разновидности. Оранжит — оранжевого цвета, ураноторит — содержит уран, гидроторит — обогащенный H_2O и др. Встречается в сиенитах, пегматитах как второстепенный минерал. Редкий.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.		Стр.
Касситерит	93	Фенакит	100
Ксенотим	98	Циркон	101
Мелилит	115	Эвдиалит	104

МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ, НЕ ПЛЕОХРОИЧНЫЕ ИЛИ СЛАБО ПЛЕОХРОИЧНЫЕ (ОДНООСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ)

Анатаз — TiO_2 . Тетрагональная сингония.

Образует таблитчатые, призматические или пирамидальные кристаллы, неправильные зерна, с совершенно

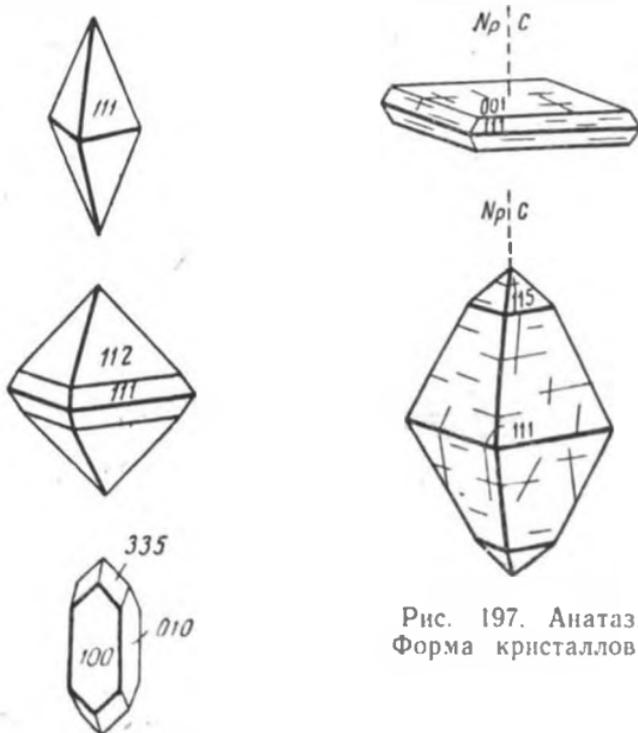


Рис. 197. Анатаз.
Форма кристаллов

спайностью по (110) и (100) В шлифе окрашен в бурый, желтый, синий или черный цвета. Окраска часто распределяется пятнами или зонально. Бывает бесцветным (рис. 197).

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o = 2,561-2,562$; $n_e = 2,488-2,489$, благодаря чему наблюдается чрезвычайно резко выраженные рельеф и шагреньевая поверхность. $n_o - n_e = 0,073$. Очень сильная

дисперсия двупреломления по схеме $r < v$. Иногда обладает оптической аномалией: становится двуосным с малым углом $2v$. Плеохроизм выражен слабо: по No — светло-синий, сине-зеленый или зеленовато-желтый, светло-коричневый; по Ne — темно-синий или оранжевый, коричневый. Абсорбция $Ne > No$, редко $Ne < No$. Угасание прямое, удлинение может быть и положительным и отрицательным. Интерференционная окраска четвертого порядка на разрезе, параллельном оптической оси (в шлифах нормальной толщины).

Похожие минералы. От рутила и брукита отличается по отрицательному знаку и форме кристаллов и окраске.

Происхождение. Гидротермальный или образуется при разрушении титансодержащих минералов в гранитах, сиенитах, гнейсах, сланцах, кварцитах и осадочных породах.

Мелинофан (мелифанит) — $(Ca, Na)_2[Be(Si, Al)_2O_6F]$. Тетрагональная сингония.

Встречается в виде короткопирамидальных или пластинчатых кристаллов, чаще листоватый. Спайность по (001) средняя. В шлифе желтовато-коричневый или зеленовато-желтый (рис. 198).

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,612$; $n_c = 1,593$; $n_o - n_c = 0,019$. Ясный рельеф, слабая шагреневая поверхность. Плеохроизм слабый и не всегда: по No — светло-коричнево-желтый, по Ne — светло-зеленовато-желтый. Абсорбция $No > Ne$. Довольно часто появляется оптическая аномалия: двуосность. Угол $2v < 22^\circ$. Угасание прямое, знак главной зоны положительный. Интерференционная окраска красно-фиолетовая, первого порядка — на срезах, параллельных оптической оси.

Происхождение. Встречается в пегматитах фойитов, нефелиновых сиенитов, редко гранитов.

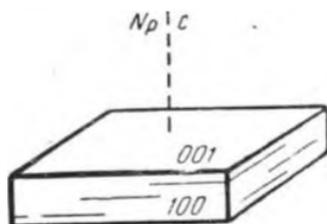


Рис. 198. Мелинофан

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.
Апатит	105
Везувнан	107
Мелилит	115
Корунд	112

МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ, НЕ ПЛЕОХРОИЧНЫЕ (ИЛИ СЛАБО ПЛЕОХРОИЧНЫЕ), ДВУОСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ

Амезит — $(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (группа хлорита). Моноклинная сингония.

Неправильной и гексагональной формы чешуйки, таблички, микрочешуйчатые агрегаты. Спайность весьма совершенная в одном направлении: по (001). В шлифе бесцветный или слабо зеленовато-желтоватый.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g=1,596$; $n_m=1,585$; $n_p=1,582$; $n_g-n_p=0,014$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Угасание прямое, знак главной зоны положительный. Плеохроизм слабый: по N_g — светло-желто-зеленый, желтый; по Nm — светло-зелено-желтый; по Np — бесцветный, синевато-зеленый. Абсорбция по формуле: $N_g \leq Nm \approx Np$. Угол оптических осей — $2v$ — сильно колеблется от 0 до 70° . Дисперсия по схеме: $r < v$. Интерференционная окраска желто-серая, первого порядка.

Включения. Унаследует включения замещенного минерала (амфибола, биотита), представленные различными аксессуориями, рудными минералами, кварцем и др.

Похожие минералы. Слюды, антигорит, прохлорит, делессит. От слюд амезит отличается меньшим дву-преломлением; от антигорита — отрицательным оптическим знаком; от прохлорита — слабым плеохроизмом; от делессита — меньшим преломлением.

Происхождение. Гидротермальный и продукт выветривания. Встречается в разнообразных магматических породах, где замещает биотит или амфибол в сопровождении эпидота, сагенита, иногда сфена. Часто присутствует в сланцах вместе с актинолитом, магнезитом. Известен в альпийских жилах в ассоциации с гранатом, везувианом, альбитом, кварцем.

Гадолинит — $\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$. Иногда содержит значительную примесь церия. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде грубо призматических, толстотаблитчатых и столбчатых изометричных кристаллов или неправильных зерен. Спайности нет. Цвет зеленый, оливково-зеленый или бурый (рис. 199).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,824$; $n_m = 1,812$; $n_p = 1,801$; $n_g - n_p = 0,023$ (резко снижается при выветривании). Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Угол угасания колеблется от 3 до 12°, а по $(b : Nm)$ — равен нулю. Знак зоны не определяется вследствие изометричных форм. Угол оптических осей — $2v$ около 85°, дисперсия $r \ll v$, сильная. Минерал окра-

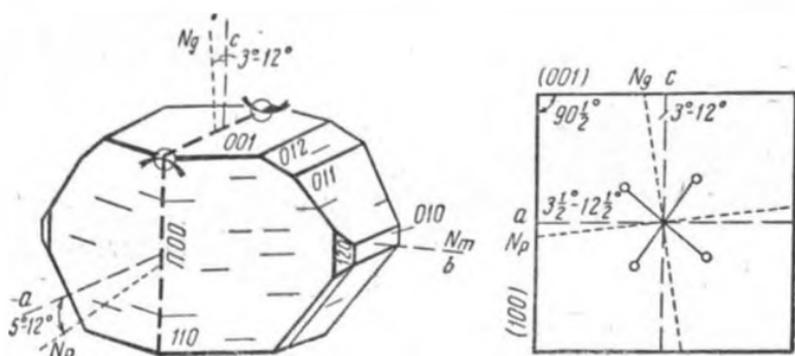


Рис. 199. Гадолинит

шенный, но преохроит очень редко и слабо. Легко изменяется и становится изотропным. - -

Будучи включенным в цветные породообразующие минералы, дает плеохроичные каемки.

Похожие минералы. Ортит, оливин. От ортита гадолинит отличается отсутствием плеохроизма и положительным оптическим знаком; от оливина — окраской и отсутствием серпентинизации.

Происхождение. Встречается в пегматитах, гидротермальных жилах в парагенезисе с топазом, флюоритом, касситеритом, цирконом, гранатом, ортитом, фергусонитом и др. Редок.

Ильваит — $\text{CaFe}_2^{2+} \text{Fe}^{3+} \text{Si}_2 \text{O}_8 [\text{OH}]$. Ромбическая сингония.

Кристаллы удлиненно-призматические, волокнистые агрегаты, зернистые массы. Ясная спайность по (001) и (010). В шлифе почти непрозрачный. Густо окрашен в темно-коричневый или темно-зеленый цвет (рис. 200).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g \approx 1,926$; $n_m \approx 1,890$; $n_p \approx 1,878$; $n_g - n_p \approx 0,048$. Чрезвычайно высокий рельеф и шагреневая поверхность.

Иногда наблюдается слабый плеохроизм: по Ng — темно-зеленый, непрозрачный; по Nm — темно-коричневый, непрозрачный; по Np — желто-коричневый, коричневый. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. параллельна плоскости (100). Угол оптических осей — $2v \approx 60^\circ$. Дисперсия $r \ll v$, очень сильная. Интерференционная окраска третьего порядка полностью маскируется собственным цветом минерала. Интересно, что минерал плеохроирует и в отраженном свете: по Ng — зеленый, по Nm и Np — бурый.

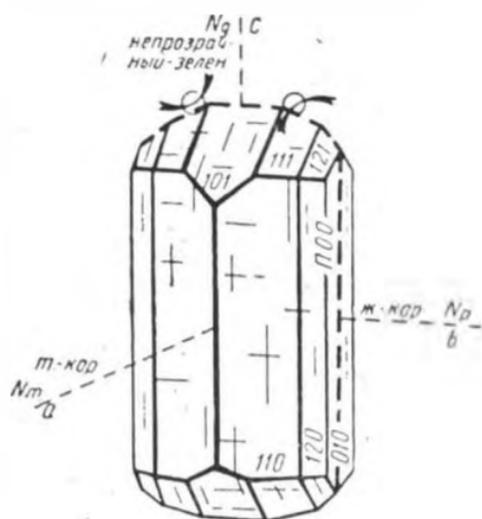


Рис. 200. Ильвант

Продукты замещения. При выветривании разлагается с образованием лимонита (иногда — гидроокислов марганца).

Похожие минералы. Гётит, лимонит. От гётита ильвант отличается меньшим преломлением и более интенсивной окраской; от лимонита — анизотропией, формой кристаллов.

От гётита ильвант отличается меньшим преломлением и более интенсивной окраской; от лимонита — анизотропией, формой кристаллов.

Происхождение. Контактно-метасоматический. Встречается в скарновых месторождениях железа в ассоциации с геденбергитом, магнетитом, сульфидами железа, меди и др. Известен в нефелиновых сиенитах, развивается по эгирину и арфведсониту. Редкий.

Пижонит — $(Ca, Mg)(Mg, Fe)[Si_2O_6]$. Группа пироксенов.

Моноклинная сингония. По составу промежуточный между диопсидом и клиноэнстатитом, благодаря чему имеет и промежуточные оптические свойства.

В шлифах встречается в виде широкопластинчатых, короткопризматических кристаллов и неправильных зерен. Поперечные сечения почти квадратные или восьмиугольные (рис. 201, 202). Спайность совершенная, по призме (110), в двух направлениях, пересекается под углом в 87° . Часто простые двойники, реже полисинтетические. Бес-

цветный или окрашенный в розоватый, зеленоватый или коричневый цвет.

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,705—1,751$; $n_m = 1,684—1,722$; $n_p = 1,682—1,722$; $n_g - n_p = 0,023—0,029$. Заметный рельеф и ясная шагреневая поверхность. Плеохроизм слабый: по Ng — светло-зеленый, светло-желтый; по Nm — розовый, светло-зелено-коричневый; по Np — розоватый, желтовато-розовый. Схема абсорбции $Ng \approx Nm \approx Np$. Угол угасания

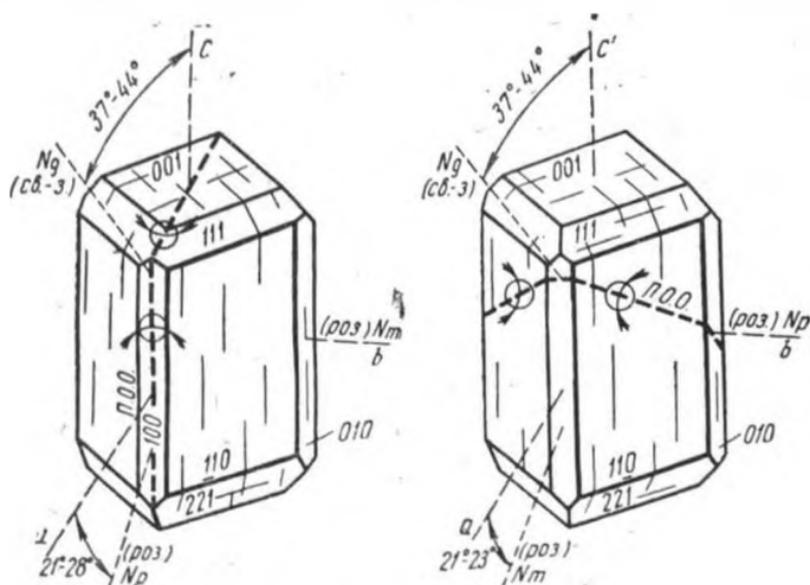


Рис. 201. Пижонит

($c : Ng$) сильно колеблется от 22 до 44°. Удлинение нейтральное. Угол оптических осей — $2v$ меняется в широких пределах: от 0 до 30°, с дисперсией $r < v$ в плоскости, перпендикулярной (010), и с $r > v$ — в плоскости (010). Интерференционная окраска в срезах, параллельных плоскости оптических осей, второго порядка. Пл. о. о. перпендикулярна плоскости (010).

Включения. Содержит пойкилитовые включения мелких лейст плагиоклаза, зерна магнетита, апатита.

Продукты замещения. Обычно замещение серпентином, уралитом, несколько реже биотитом, хлоритом с одновременным выделением кальцита, кварца и эпидота.

Похожие минералы. Пижонит можно смешать с энстатитом, в отличие от которого он имеет меньшее двупреломление. От оливина отличается большим двупреломлением; от авгита — меньшим углом оптических осей.

Происхождение. Типичный магматогенный минерал, характерный для основных интрузивных и эффузивных пород типа габбро, диабазы, базальта. Широко развит в сибирских «траппах». В метаморфических породах не встречается.

Розенбушит — $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Zr})[\text{SiO}_4]_2\text{F}$. Триклинная сингония.

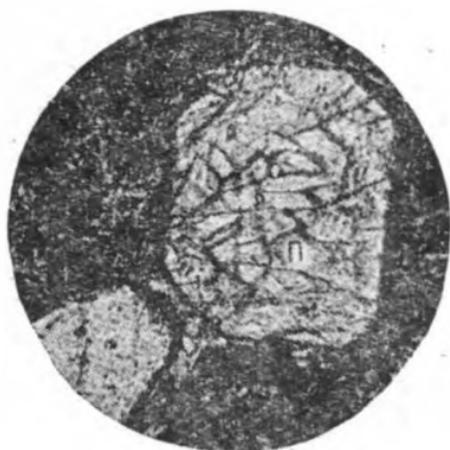


Рис. 202. Пижонит (П) в габбро. Ув. 64, при 1 ник.

В шлифе виден в виде радиально-лучистых агрегатов и кристаллов длиннопризматической или игольчатой формы. Спайность совершенная по (100) и средняя по $(1\bar{2}0)$. Цвет оранжевый или серый (рис. 203).

Оптические свойства. Двусный, положительный. $n_g = 1,705$; $n_m = 1,687$; $n_p = 1,678$; $n_g - n_p = 0,027$. Ясная шагрeneвая поверхность, довольно высокий рельеф. Плеохроизм слабый: по N_g — бледно-желтый; по N_m — бледно-

желтоватый; по N_p — бесцветный. Схема абсорбции: $N_g > N_m > N_p$. Угасание по c : N_p прямое; на других срезах от 25 до 47° . Оптический характер главной зоны отрицательный. Угол оптических осей $2v = 60 - 78^\circ$. Интерференционная окраска в сечении, перпендикулярном N_m , второго порядка. Пл. о.о. параллельна плоскости (100).

Похожие минералы. От похожего эпидота розенбушит отличается большим углом погасания, оптическим знаком, формой кристаллов, иным характером плеохроизма.

Происхождение. Магматогенный минерал. Встречен в нефелиновых сиенитах, фойяитах, пегматитах, в парагенезисе с ловенитом, эвколитом, ренкитом, мозандритом. Очень редкий.

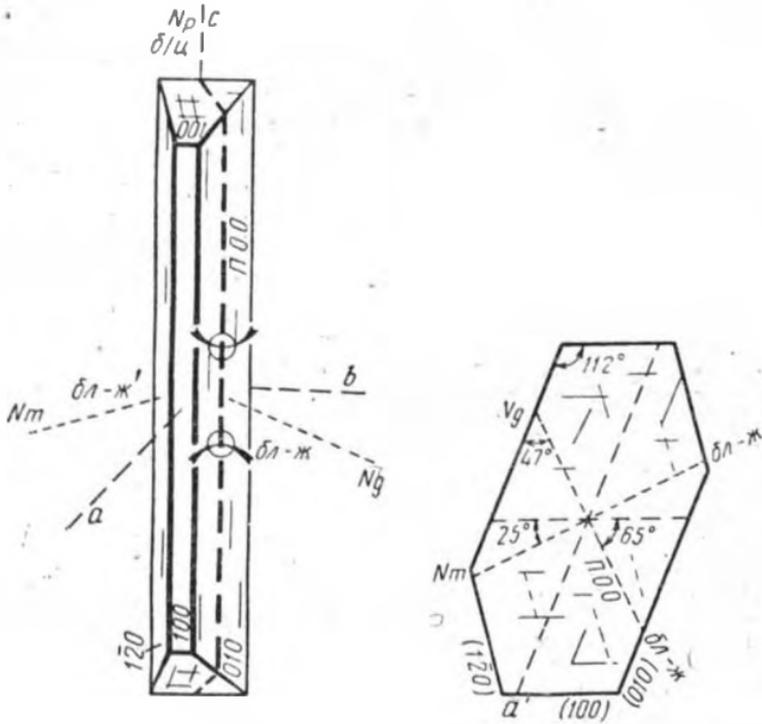


Рис. 203. Розенбушит

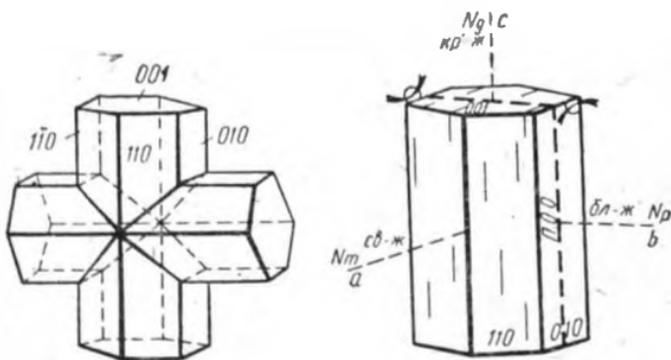


Рис 204. Ставролит

Ставролит — $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2[\text{OH}]_2$. Ромбическая сингония.

Образует короткопризматические кристаллы, крестообразные двойники, неправильные удлиненные зерна. Спайность ясная по (010). В шлифе окрашен в оранжево-желтый или золотисто-желтый цвет, иногда с коричневатым оттенком (рис. 204, 205).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,746-1,762$; $n_m = 1,741-1,753$; $n_p = 1,736-1,747$; $n_g - n_p = 0,010-0,015$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Плеохроизм слабый: по N_g — красновато-желтый, золотисто-желтый; по N_m — светло-желтый; по N_p — бледно-желтый, до почти бесцветного. Абсорбция $N_g > N_m > N_p$. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Пл. о. о. лежит в плоскости (100). Угол оптических осей — $2v = 79-88^\circ$. Дисперсия $r > v$, сильная. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном N_m , серая, желтая, первого порядка.

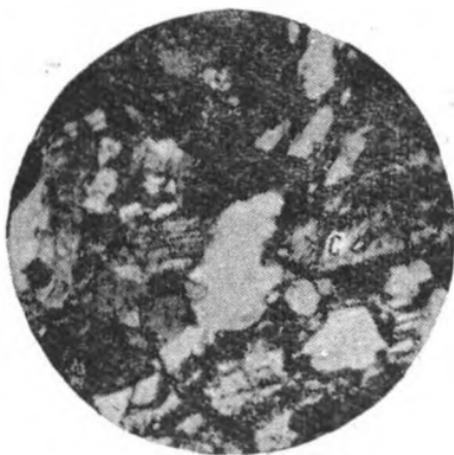


Рис. 205. Ставролит (С) в шлифе. Ув. 64, при 2 ник.

Включения. Часто содержит обильные включения кварца, встречаются рутил, гранат, турмалин и др. Иногда наблюдаются углистые частицы, расположенные правильно, как у хнастолита.

Продукты замещения. Вообще очень устойчивый минерал, но иногда преобразуется в зеленую слюду и в хлорит.

Похожие минералы. Ромбический пироксен, ортит, эпидот. В отличие от пироксена ставролит обладает характерной окраской, иной спайностью, прямым угасанием; от ортита — меньшими преломлением и двупреломлением, прямым угасанием; от эпидота — положительным оптическим знаком, значительно более низким двупреломлением.

Происхождение. Регионально-реже контактно-метаморфический, высокотемпературный. Характерен для некоторых сланцев в ассоциации с гранатами, кордиеритом, андалузитом, брукитом, слюдами и др.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.		Стр.
Авгит	120	Монацит	143
Барит	126	Пренит	148
Бертрандит	170	Ринколит	149
Брукит	126	Серпентин	150
Геденбергит	136	Сподумен	154
Гипс	131	Сфен	155
Гумит	133	Топаз	157
Диопсид	136	Хондродит	160
Диаспор	134	Хризоберилл	161
Жадент	139	Эвклаз	165
Клиногумит	139	Энстатит	165

МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ, НЕ ПЛЕОХРОИЧНЫЕ (ИЛИ СЛАБО ПЛЕОХРОИЧНЫЕ), ДВУСОСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ

Вёлерит — $(Ca, Na)_3(Zr, Nb)[SiO_4]_2F$. Моноклиническая сингония.

Призматические или таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью по (010). Часто двойники по (100). Слабоокрашенный в желтоватый или буроватый цвет (рис. 206).

Оптические свойства. Двусосный, отрицательный. $n_g = 1,704—1,726$; $n_m = 1,690—1,716$; $n_p = 1,681—1,700$; $n_g - n_p = 0,023—0,026$. Высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Иногда очень слабо плеохроирует: по Ng — винно-желтый; по Nm — очень светло-желтый; по Np — желтоватый до бесцветного. Углы угасания: $c : Np = 43—45^\circ$; $a : Nm = 62—64^\circ$; $b : Ng = 0^\circ$. Абсорбция по схеме $Ng > Nm \geq Np$. Пл. о. о. перпендикулярна плоскости (010). Удлинение нейтральное. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 71 до 79° . Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска в сечениях, параллельных плоскости оптических осей, второго порядка. Похож на ловенит, но отличается меньшим двупреломлением.

Происхождение. Встречается в некоторых сиенитах, фойяитах и их пегматитах. Очень редок.

Вермикулит — $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[(Si, Al)_4O_{10}][OH]_2 \times 4H_2O$. Сингония, вероятно, моноклинная.

Встречается в виде псевдогексагональных табличек,

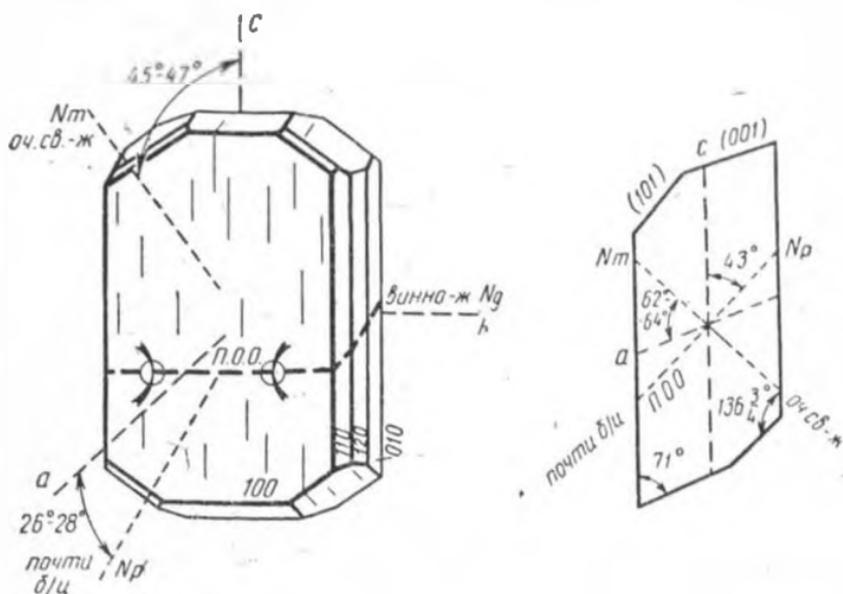


Рис. 206. Вёлерит

спутанных нитеобразных агрегатов, мелких чешуек. Спайность совершенная по (001). В шлифе слабо окрашен в зеленоватый или желтоватый цвет (рис. 207).

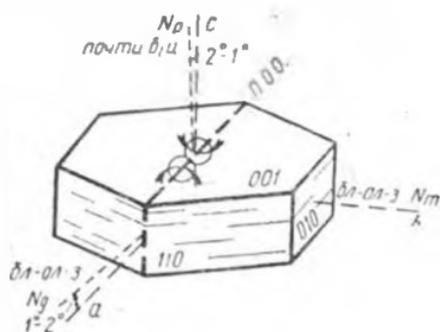


Рис. 207. Вермикулит

О п т и ч е с к и е свойства. Двuosный, отрицательный. $n_g = 1,545$; $n_m = 1,545$; $n_p = 1,525$; $n_g - n_p = 0,020$. Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плеохроизм слабый: по $Ng = Nm$ — бледно-зелено-желтый, бледно-оливково-зеленый; по Np — почти

бесцветный. Абсорбция $Ng = Nm > Np$. Угасание прямое, удлинение положительное. Угол оптических осей — $2v = 0 - 8^\circ$. Дисперсия $r < v$ или $r \approx v$. Интерференционная окраска первого и второго порядка.

Похожие минералы. Биотит, хлорит, антигорит, тальк. От биотита вермикулит можно отличить по меньшим значениям преломления и двупреломления, а также по менее интенсивной окраске и слабому плеохроизму; от хлорита — по отсутствию аномальных интерференционных окрасок и большему двупреломлению; от антигорита — по меньшему углу оптических осей; от талька — по значительно более низкому двупреломлению.

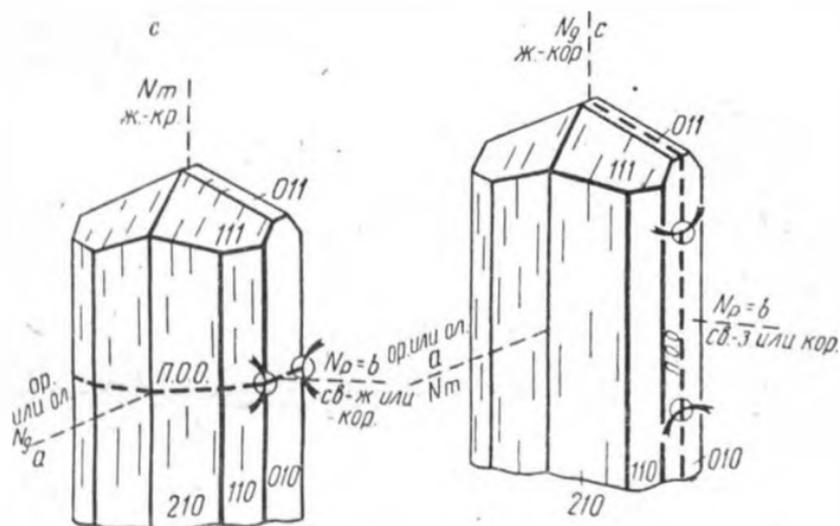


Рис. 208. Гётит

Происхождение. Образуется при разрушении (гидратации) биотита. Существенные скопления вермикулита возникают при гидротермальном изменении биотитовых и флогопитовых пород или серпентинитов.

Гётит — HFeO_2 . Ромбическая сингония. $\text{HFeO}_2 \cdot \text{aq}$ — лимонит.

Образует вертикально исштрихованные призмы. Игольчатые кристаллы, радиально-лучистые агрегаты, чешуйки, таблички, псевдоморфозы. Спайность совершенная по (010) . В шлифе окрашен в желтый или бурый цвет (рис. 208).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 2,398$; $n_m = 2,393$; $n_p = 2,260$; $n_g - n_p = 0,138$. Гётит, содержащий воду, имеет $n_g = 2,23$; $n_m = 2,22$; $n_p = 2,15$; $n_g - n_p = 0,08$. Чрезвычайно резко выражены рельеф и

шагрeneвая поверхность. Угасание прямое, удлинение положительное. Плеохроизм по Ng — оранжевый или оливковый; по Nm — желто-коричневый, буровато-желтый; по Np — светло-желтый, коричневый, бурый. Абсорбция $Np > Ng > Nm$ или $Nm > Ng > Np$. В отраженном свете серый. У чистого минерала дисперсия настолько сильна, что нл. о.о. располагается то параллельно (100) (красный цвет), то параллельно (001) (зеленый цвет). Угол оптических осей — $2v = 0^\circ$ (синий цвет), 23° (красный) и 27° (зеленый). Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, четвертого порядка.

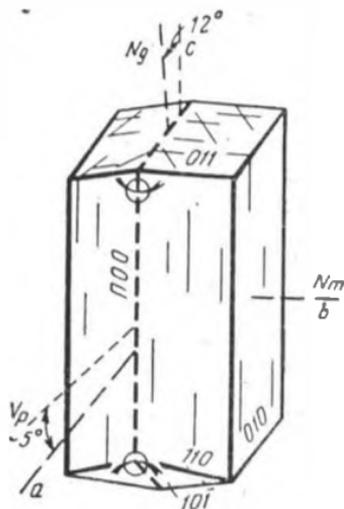


Рис. 209. Грюнерит

Похожие минералы. Брукит, псевдобрукит, ильваит.

Происхождение. Как гидротермальный минерал встречается очень редко в пустотах мелафиров, аметистовых жеодах и низкотемпературных гидротермальных месторождениях. В главной массе — экзогенный.

Лимонит аморфный, в поляризованном свете изотропный. В шлифе бурый, просвечивает

желтым цветом в тонких срезах. Дает постепенные переходы в гётит и приобретает слабую анизотропию. Встречается во всех породах, представляя обычный продукт разрушения богатых железом минералов.

Грюнерит — $Fe_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Образует листоватые, лучистые, волокнистые и тонкопластинчатые агрегаты. Спайность в двух направлениях по призме (110), совершенная. На поперечном срезе образует угол в 56° . Часты двойники простые и полисинтетические. Слабо окрашен в зеленоватый, буроватый или желтоватый цвет (рис. 209).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,728$; $n_m = 1,709$; $n_p = 1,685$; $n_g - n_p = 0,043$. Резкая шагрeneвая поверхность и высокий рельеф. Плеохро-

розовый, бледно-фиолетовый; по Nm — розовый, бледно-фиолетовый; по Np — бесцветный. Интерференционная окраска на разрезе, перпендикулярном Ng — желтая, второго порядка, перпендикулярном Nm — розовая, второго порядка, перпендикулярном Np — серая, первого порядка.

Включения. Лепидолит часто содержит включения рутила, циркона, монацита, апатита, касситерита, топаза и др. Вокруг некоторых из них наблюдаются плехроичные каемки. Нередки также и газовой-жидкие включения.

Продукты замещения. В условиях интенсивного химического выветривания лепидолит может переходить в более богатую водой гидрослюда, а под воздействием щелочных растворов замещаться каолинитом или даже гидрагиллитом с кварцем.

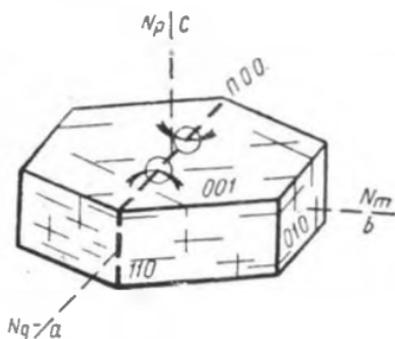


Рис. 211. Нонтронит

Похожие минералы. Лепидолит можно легко спутать с мусковитом. В отличие от последнего лепидолит обладает меньшим преломлением, например, по Np — ниже канадского бальзама. Реакция на литий.

Происхождение. Лепидолит встречается как первичная составная часть в гранитных пегматитах. Присутствует в некоторых грейзенизированных гранитах, иногда в высокотемпературных гидротермальных жилах.

Нонтронит (ферримонтмориллонит) — $m\{Mg_3[Si_4O_{10}] \times [OH_2]\} \cdot p\{(Fe, Al)_2[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot nH_2O$. Моноклинная сингония.

Представляет собой изоморфную смесь трех минералов: собственно нонтронита, монтмориллонита и бейделлита, из которых преобладает нонтронит.

Чаще всего встречаются скрытокристаллические, глиноподобные сплошные землистые массы, редко листоватые, червовидные, спутанно-волоконистые агрегаты и сферолиты. Спайность совершенная по (001), средняя по (110), пересекающаяся на определенных сре-

зах под углом 63° . В шлифах зеленовато-желтый (рис. 211).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,510-1,640$; $n_m=1,510-1,632$; $n_p=1,485-1,600$; $n_g-n_p=0,025-0,040$. Преломление увеличивается с преобладанием нонтронита. У чистого нонтронита заметен рельеф и слабая шагреневая поверхность. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Плеохроизм по Ng — оливково-зеленый (светло-коричневый); по Nm — желто-зеленый (темно-коричневый); Np — желтоватый. Абсорбция $Ng > Nm > Np$ или $Nm > Ng > Np$. Монтмориллонит бесцветный. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 25 до 68° . Интерференционная окраска в сечениях, параллельных плоскости оптических осей, синяя, красная, желтая, второго и третьего порядка.

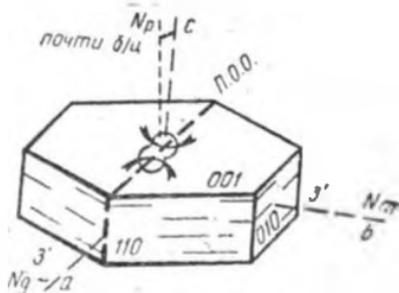


Рис. 212. Пеннин

Похожие минералы. Каолинит, диксит и накрит. Они характеризуются значительно меньшими величинами двупреломления и, естественно, более низкой интерференционной окраской (серая, первого порядка); серицит, наоборот, имеет больше двупреломление; хлорит — аномальные и низкие интерференционные окраски.

Происхождение. Гидротермальный (редко). Развивается по ультраосновным и основным породам как продукт выветривания.

Пеннин — $(Mg, Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}][OH]_8$ (группа хлорита). Моноклинная сингония.

Пластинчатые псевдогексагональные и таблитчатые кристаллы, неправильные чешуйки, листоватые агрегаты псевдоморфозы по биотиту. Нередки простые двойники. Спайность весьма совершенная в одном (001) направлении. В шлифе окрашен в желтовато-зеленоватый цвет (рис. 212).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=n_m=1,571$; $n_p=1,569$; $n_g-n_p=0,002$ (0—0,004). Рельеф и шагреневая поверхность отсутствуют. Плеохро-

изм очень слабый; по N_g — светло-желто-зеленый; по N_m — светло-зелено-желтый; по N_p — бесцветный, синевато-зеленый. Абсорбция $N_g < N_m \approx N_p$. Угол угасания по спайности $0-2^{\circ}30'$. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. параллельна (010). Угол оптических осей очень небольшой (до 0°). Дисперсия $r > v$. Интерференционная окраска аномальная — индигово-синяя, пятнистая. Иногда почти изотропный, или очень слабо действует на поляризованный свет.

В к л ю ч е н и я. Унаследует микроскопические включения замещаемых минералов: различные акцессории,

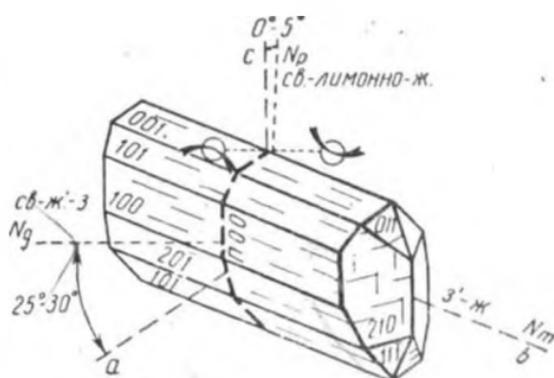


Рис. 213. Эпидот

кварц и др. Вокруг циркона, монацита наблюдаются плеохроичные каемки.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Антигорит имеет большой угол оптических осей; слюды — обладают значительно более высоким двупреломлением.

П р о и с х о ж д е н и е. Гидротермальный. Замещает биотит часто с одновременным выделением грязно-бурого эпидота и игольчатого рутила — сагенита. Нередко развивается по роговой обманке, пироксенам, оливину, гранату и иногда по плагиоклазам. Самый распространенный минерал из группы хлорита.

Эпидот — $\text{Ca}_2\text{Fe}^{+3} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{OH}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$ Группа эпидота. Моноклинная сингония.

Дает постепенные переходы к клиноцоизиту. Неправильные зерна, шестоватые, радиально-лучистые и зерни-

стые агрегаты, вытянутые кристаллы призматического облика. Спайность совершенная (по 001) и несовершенная по (100). Двойники по (100) и (001) редки. В шлифе слабо окрашен в зеленовато-желтоватый цвет или бесцветный (рис: 213, 214).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,778$; $n_m=1,761$; $n_p=1,729$; $n_g-n_p=0,049$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Плеохроизм слабый: по Ng — бесцветный, зеленовато-желтоватый; по Nm — зеленовато-желтый, голубой; Np — бесцветный, лимонно-желтый, светло-зеленый. Абсорбция $Nm > Ng > Np$, редко $Ng > Nm > Np$. Плоскость о. о. параллельна плоскости (010). Углы угасания: $b : Nm = 0^\circ$; $c : Np = 0-5^\circ$; $a : Ng = 30^\circ$. Знак главной зоны может быть и положительным и отрицательным. Угол оптических осей — $2v = 65-90^\circ$. Дисперсия $r \gg v$, сильная. Интерференционная окраска супернормальная, характерная для эпидота: различные участки зерна разно окрашены, создавая типичную пятнистую картину ярких и блеклых цветов (желто-оранжевых, ярко-малиновых, зеленовато-синих, красных и т. п.).



Рис. 214. Эпидот (Э) по плагиоклазу. Ув. 90, при 2 ник.

Похожие минералы. Оливин, везувин, моноклинный пироксен. От оливина эпидот отличается иным оптическим знаком, наличием спайности, иным характером интерференции; от везувина — двуосностью, более высоким двупреломлением и формой; от пироксена — малым углом угасания, худшей спайностью, формой зерен и цветами интерференции.

Происхождение. Гидротермальный. Типичный вторичный минерал, развивающийся по плагиоклазам, роговой обманке, биотиту, пироксенам в разнообразных магматогенных породах. Широко представлен в различных метаморфических образованиях.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.		Стр.
Актинолит	240	Купферит	182
Аксинит	239	Кордиерит	180
Андалузит	167	Ломонит	182
Берtrandит	170	Мусковит	187
Бустамит	173	Парагонит	194
Данбурит	175	Рихтерит	196
Дистен	177	Серпентин	150
Каолинит	179	Тальк	199
Карфолит	179		

МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ, ПЛЕОХРОИЧНЫЕ, ОДНООСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ

Ильменорутил — $(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_2$. Тетрагональная сингония.

Под микроскопом он встречается в виде столбчатых кристаллов с округленными окончаниями и характерной штриховкой или в виде неправильных округленных зерен и их агрегатов. Иногда содержит включения мельчайших пластинок ильменита, являющихся, по-видимому, продуктом распада твердого раствора. Совершенная спайность по (110). Цвет коричневато-желтый. $n_c = 2,66$; $n_o = 2,32$; $n_c - n_o = 0,34$. Одноосный, положительный. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Плеохроизм по Ne — сине-зеленый; по No — коричневато-желтый. Абсорбция $Ne > No$.

Замещается ильменитом, сфеном. От рутила отличается более темной окраской и большим преломлением.

Встречается в центральных альбитизированных зонах пегматитов, сопровождающих граниты и сиениты. Переходит в россыпи. Редкий.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.
Касситерит	93
Ксенотим	98
Рутил	203
Фенакит	100
Эвдиалит	104

МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ, ПЛЕОХРОИЧНЫЕ, ОДНООСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ

Торбернит — $\text{CuU}_2[\text{PO}_4]_2\text{O}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Тетрагональная сингония.

Встречается в виде дипирамидальных, прямоугольно-таблитчатых кристаллов с совершенной спайностью по (001) и средней (по 100) (рис. 215). Одноосный, отрицательный. Редко двуосный с очень малым углом $2v$. $n_o = 1,592$; $n_e = 1,582$; $n_o - n_e = 0,010$. Окрашен в голубовато-зеленый, бледно-зеленый или темно-зеленый цвет. Плеохроизм ясный: по N_o — бледно-зеленый или бледно-синий; по N_e — зеленовато-желтый. Абсорбция $N_o > N_e$. Встречается в пегматитах. Образуется в зонах окисления пегматитов и гидротермальных урановых, вольфрамовых, оловянных и других месторождений, содержащих в первичных рудах минералы урана и фосфора. Ассоциирует с лимонитом, вольфрамитом, молибденитом, флюоритом, отунитом и другими вторичными уран-содержащими минералами.

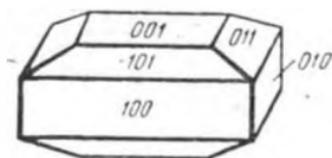


Рис. 215. Торбернит

Турмалин — $\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \times (\text{VO})_3(\text{OH}, \text{F})_4$.

Имеет непостоянный состав вследствие присутствия изоморфных примесей Ca, Cr, Ti, K, F, Cl. Тригональная сингония.

Образует длиннопризматические короткостолбчатые, игольчатые, веретеновидные, шестигранные в базальных сечениях кристаллы, радиально-лучистые агрегаты (турмалиновые солнца) и округленные неправильные зерна. Спайность отсутствует. В шлифе чаще всего окрашен в густо-коричневый цвет; иногда в зеленый, розовый, синий, желтый и другие цвета. Может быть резко окрашен зонально, или участками (рис. 216, 217).

Оптические свойства. Одноосный, отрицательный. $n_o = 1,639 - 1,692$; $n_e = 1,620 - 1,657$; $n_o - n_e = 0,019 - 0,035$. Рельеф и шагреневая поверхность хорошо заметны. Плеохроизм резкий с изменением интенсивности окраски. Абсорбция $N_o \gg N_e$. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Редко оптически аномальный —

двуосный с углом $2E = 10^\circ$. Интерференционная окраска в сечениях, параллельных оптической оси, второго поряд-

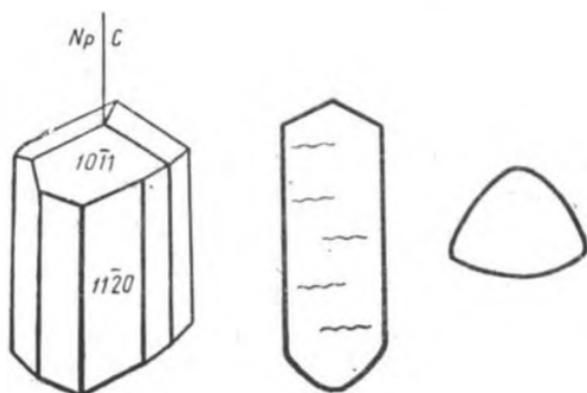


Рис. 216. Турмалин. Кристалл и разрезы

ка в центральных частях зерен маскируется собственным цветом и ясно видна в краях, где располагается иногда зонально.

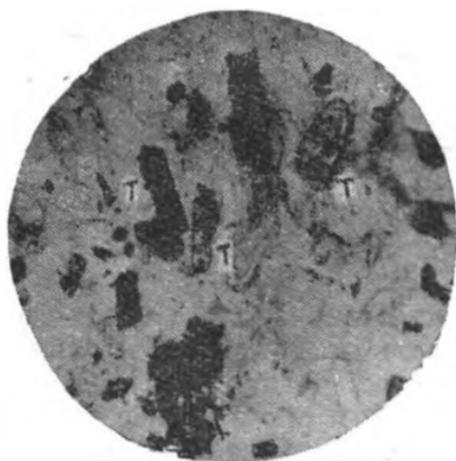


Рис. 217. Турмалин (Т). Ув. 90, при 1 ник.

Включения. Содержит мельчайшие вкрапления циркона, апатита, рутила, кварца, рудного минерала. Около зерен циркона образуются окрашенные более густо, чем сам минерал, «плеохроичные дворики».

Разновидности. Дравит — магнезиальный тур-

малин, шерл — железистый, эльбаит — литневый, с плеохроизмом:

Дравит

No — светло-желтый, темный, желтовато-бурый

Ne — светло-желтый, бесцветный

Шерл

желтовато-бурый до черного, темно-зеленый, синий

светло- и темно-желтый, красновато-фиолетовый, буроватый, фиолетово-серый, желтоватый

Эльбаит

розовый, бледно-зеленый, зеленовато-синий, бесцветный, голубой бесцветный

Продукты замещения. Очень устойчив, переходит в россыпи. Иногда замещается серицитом, часто с биотитом и изредка с хлоритом.

Похожие минералы. Хлорит, биотит, роговая обманка, эгирин, рибекит, арфведсонит. От хлорита, биотита и роговой обманки, если они имеют сечение, параллельное спайности, турмалин отличается по одноосности, обратной схеме абсорбции, а от роговой обманки еще и прямым угасанием; от эгирина — одноосностью; от рибекита и арфведсонита по более высокому двупреломлению и одноосности.

Происхождение. Типичный аксессуарный минерал некоторых гранитов, пегматитов, часто встречается как продукт пневматолито-гидротермального метаморфизма. Встречается в кислых эффузивах, гнейсах и сланцах.

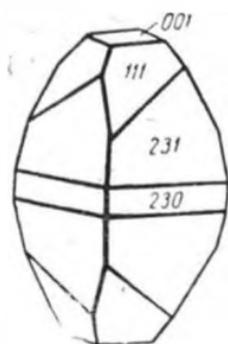


Рис. 218. Фергюсонит

Фергюсонит — $(Y, Er, Ce, U)(Nb, Ta, Ti)O_4$. Тетрагональная сингония.

Образует призматические, боченковидные или пирамидальные кристаллы и неправильные зерна, со следами спайности по (111). В шлифе бурый, красновато-бурый и буровато-желтый (рис. 218). Одноосный, отрицательный. Если выветрелый (?), то изотропный. $n = 2,06$ до $2,19$. Очень высокий рельеф и резкая шагреневая поверхность. Плеохроизм сильный, двупреломление высокое (точные данные неизвестны).

Встречается в пегматитах щелочных магматогенных пород. Очень редкий.

	Стр.
Анализ206
Апатит105
Корунд112
Меллитит115
Сидерит119

МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ, ПЛЕОХРОИЧНЫЕ, ДВУОСНЫЕ, ОПТИЧЕСКИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ

Астрофиллит — $(K_2, Na_2, Ca)(Fe, Mn)_4(Ti, Zr) \times [Si_2O_7]_2[OH, F]_2$. Моноклинная (или триклинная) сингония.

Пластинчатые, игольчатые кристаллы или неправильные зерна с совершенной спайностью по (100) и несовершенной — по (001). Звездчатые агрегаты. Двойники по (100), наблюдаются только в шлифах. Окрашен в желтый цвет разных оттенков (рис. 219).

Оптические свойства. Двуосный, положительный, редко отрицательный. $n_g = 1,733$; $n_m = 1,703$; $n_p = 1,678$; $n_g - n_p = 0,055$, поэтому имеет высокий рельеф и резкую шагреневую поверхность. Плеохроизм сильный: по N_g — лимонно-желтый, желтовато-коричневый; по N_m — оранжевый, желтовато-бурый, желтовато-коричневый; по N_p — золотисто-желтый, красновато-бурый, красновато-коричневый. Абсорбция $N_m < N_g < N_p$. Пл. о.о. параллельна плоскости (001). Угол угасания ($a : N_p$) = 4—6°, на других разрезах угасание прямое. Знак главной зоны (удлинения) положительный. Дисперсия оптических осей $r < v$. Угол $2v = 84^\circ$. Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных N_m , четвертого порядка.

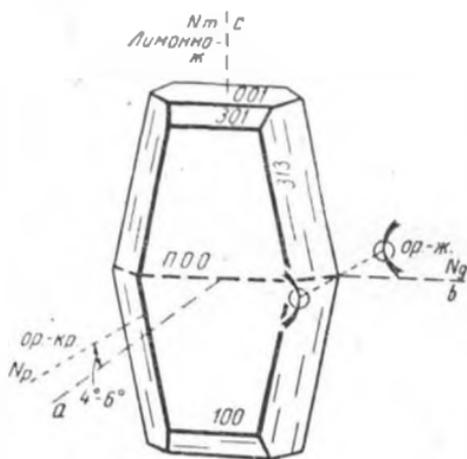


Рис. 219. Астрофиллит

Происхождение. Встречается как первичный второстепенный минерал в щелочных гранитах, нефелиновых сиенитах и их пегматитах. Очень редкий.

Бронзит — $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$. Группа пироксенов. Ромбическая сингония.

Является промежуточным минералом между энстатитом и гиперстеном. Железо, изоморфно замещающее магний, содержится в количестве от 5 до 14%. Поэтому бронзит имеет несколько больший угол оптических осей — 80° (у энстатита — 70°), более высокое двупреломление, но

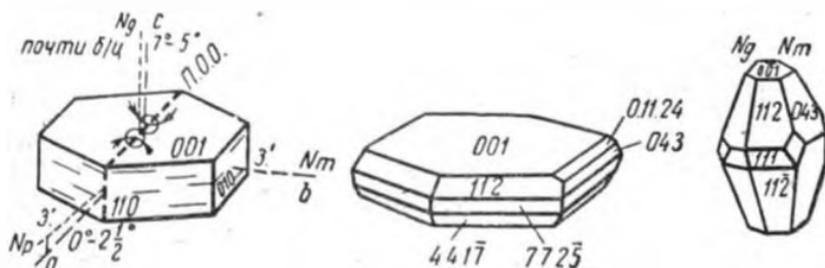


Рис. 220. Клинохлор. Форма кристаллов

отличимое на глаз от двупреломления энстатита. Обладает слабым плеохроизмом; по Ng — светло-зеленый; по Nm — желто-зеленый, светло-желтый, желтовато-бурый; по Np — светло-желтый, буровато-красный, красный. По всем остальным физическим и оптическим свойствам является полным аналогом энстатита (см. энстатит).

Клинохлор — $(Mg, Fe)_{4,5}Al_{1,25}[Si_{2,75}Al_{1,25}O_{10}][OH]_8$ (группа хлорита). Моноклинная сингония.

Обычен в виде мелких листочков, чешуек. Редко — таблитчатые и боченовидные кристаллы. Часто образует полисинтетические двойники. Спайность весьма совершенная по (001). В шлифе окрашен в зеленый, синевато-зеленый, зелено-желтый цвет (рис. 220).

Оптические свойства. Двусный, положительный. $n_g=1,596$; $n_m=1,586$; $n_p=1,585$; $n_g-n_p=0,011$. Рельеф очень слабый, шагреневои поверхности нет. Пл. о. о. ориентирована параллельно (010). Плеохроизм ясный: по Ng — желто-зеленый до бесцветного; по $Nm = Np$ — светло-зеленый. Абсорбция по схеме $Ng < Nm \approx Np$. Углы угасания: $b:Nm=0^\circ$; $a:Np=0-2^\circ 30'$; $c:Ng=5-7^\circ$. Знак главной зоны отрицательный. Угол

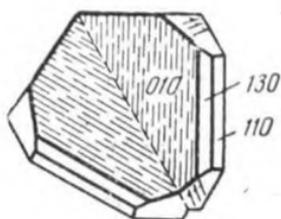
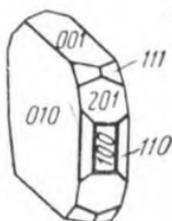
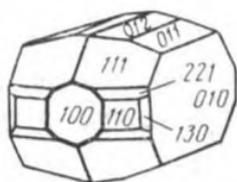
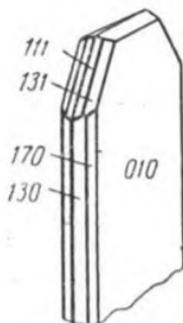
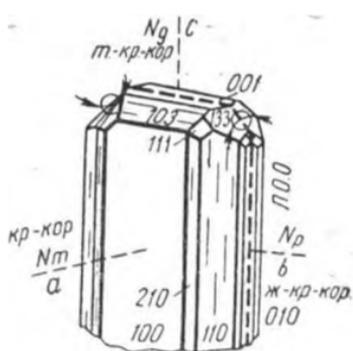


Рис. 221. Колумбит-танталит. Форма кристаллов

оптических осей — $2v = 0-70^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска серая, грязно-желтая, первого порядка.

Включения. Часто содержит включения, унаследованные от замещенного минерала. Обычно это апатит, циркон, магнетит и другие акцессорные минералы. Вокруг некоторых наблюдаются плеохроичные каемки.

Похожие минералы. Слюды, прохлорит, антигорит, делессит, пеннин. В отличие от слюд у клинохлора меньше двупреломление и, соответственно, значительно более низкая интерференционная окраска; от прохлорита клинохлор отличается менее резким плеохроизмом; от антигорита — оптическим знаком; от делессита — меньшим преломлением; от пеннина — иной схемой дисперсии оптических осей.

Происхождение. Гидротермальный. Широко распространен как вторичный минерал в магматогенных и метаморфических породах. Развивается по слюдам, амфиболам и др.

Колумбит — танталит — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$. Образуют непрерывный ряд изоморфных смесей. Ромбическая сингония. В шлифе встречаются в коротких призмах или табличках с хорошей спайностью по (100). Образуют лучистые агрегаты. Окрашены в красно-коричневый цвет (рис 221).

Оптические свойства. Двуосные, положительные. Показатели преломления изменяются:

<i>Колумбит</i>	<i>Танталит</i>
$n_g = 2,53$	2,41
$n_m = 2,45$	2,30
$n_p = 2,40$	2,24
$n_g - n_p = 0,13$	0,17

Очень высокий рельеф и весьма резкая шагреневая поверхность. Плеохроизм заметный:

<i>Колумбит</i>	<i>Танталит</i>
по N_g — непрозрачный	темно-красно-коричневый
по N_m — темно-красно-коричневый	красно-коричневый
по N_p — красно-коричневый	желтый

Абсорбция по схеме $N_g > N_m > N_p$. Пл. о.о. параллельна плоскости (100). Угасание прямое. Знак главной зоны (удлинения) положительный. Угол оптических осей — $2v$ около 75° . Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска в сечениях, параллельных плоскости оптических осей, первого порядка, маскируется собственным цветом.

Похожие минералы. Рутил, касситерит, гематит. От рутила колумбит-танталит отличается двуосностью; от касситерита — двуосностью, большим преломлением, окраской; от гематита — меньшим преломлением.

Происхождение. Первичный аксессуарный минерал пегматитов, где ассоциирует с альбитом, турмалином, цирконом, вольфрамитом, касситеритом, иногда самарскитом, монацитом и др.

Куммингтонит — $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Призматические, пластинчатые или волокнистые кристаллы, лучистые и листоватые агрегаты, неправильные зерна с совершенной спайностью по призме (110), пересекающейся на поперечном разрезе под углом 56° . В шлифе окрашен в желто-коричневый цвет (рис. 222). ???

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,674$; $n_m = 1,657$; $n_p = 1,644$; $n_g - n_p = 0,030$. Высокий рельеф и шагреневая поверхность. Плеохроизм

по схеме $N_g > N_m \geq N_p$ по N_g — желто-коричневый, по N_m — желтый, по N_p — светло-желтый. Углы угасания: $c : N_g = 18^\circ$; $b : N_m = 0^\circ$; $a : N_p \approx 0^\circ$. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. лежит в плоскости (010). Угол оптических осей — $2v = 80-90^\circ$. Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном пл. о.о., сине-зеленая, второго порядка, на раз-

резах, перпендикулярных N_g и N_p , — желтая, первого порядка (в шлифах нормальной толщины).

Похожие минералы. Антофиллит, актинолит. От антофиллита отличается окраской, косым погасанием по N_g и большим углом $2v$; от актинолита — прямым погасанием по N_m и N_p и более высоким дву-преломлением.

Происхождение. Контактно-метасоматический в ассоциации с кварцем и карбонатами, в рудных месторождениях, куммингтонитовых сланцах.

Лампрофиллит — $\text{Na}_2\text{SrF}_2\text{Ti}_2[\text{SiO}_4]_3\text{O}$. Ромбическая сингония.

В шлифе встречается в виде пластинчатых призматических удлиненных кристаллов, розеток и звездчатых агрегатов. Спайность совершенная по (100) и плохая по (010). Часты двойники по (100). Окрашен в золотисто-бурый, темно-коричневый или золотисто-желтый цвет (рис. 223).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,773-1,780$; $n_m = 1,747-1,754$; $n_p = 1,744-1,745$; $n_g - n_p = 0,029-0,035$. Резкая шагреневая поверхность, высокий рельеф. Резко выраженный плеохроизм по N_g — оранжево-желтый; по N_m — бледно-желтый, по N_p — желтый. Абсорбция по схеме: $N_g > N_m \leq N_p$. Угол угасания ($c : N_g$) равен $5-13^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 21 до 43° . Дисперсия $r > v$ сильная. Интерференционная

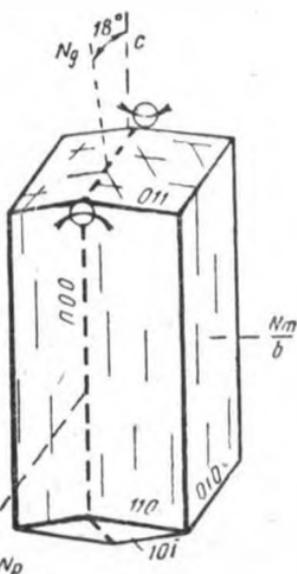


Рис. 222. Куммингтонит

окраска второго и третьего порядка на срезах, перпендикулярных Nm ; пл. о.о. перпендикулярна плоскости (010).

Похожие минералы. Астрофиллит, имеет меньшее преломление, больший угол $2v$ и иную схему абсорбции.

Происхождение. Магматогенный минерал. Встречается в очень богатых щелочами породах (хибиниты, ийолиты, фойзиты, пегматиты, сопровождающие эти породы). Парагенезис: апатит, эвдиалит, эгирин, нефелин, содалит. Редкий.

Пумпеллит — $Ca_2Al_3Si_3O_{11}[OH]_3$. Группа эпидота. Моноклинная сингония.

Химический состав непостоянный, часто присутствуют примеси железа и магния.

Образует брусковидные и игольчатые кристаллы, тонкие радиально-волокнистые и пластинчатые агрегаты. Спайность совершенная по (001). В шлифе окрашен в зеленый, желтый или синеватый цвета.

Оптические свойства. Двусный, положительный. Оптические константы значительно колеблются в связи с изменением химического состава.

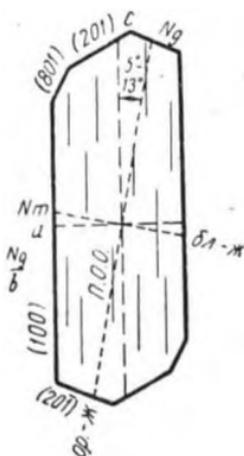
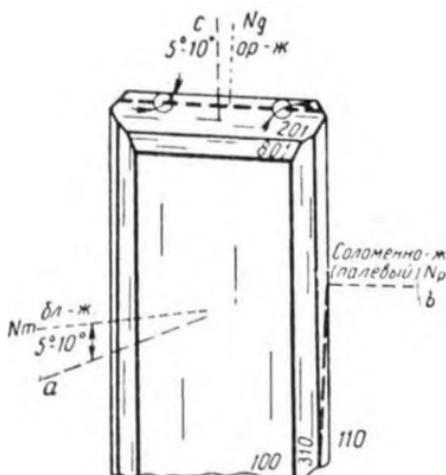
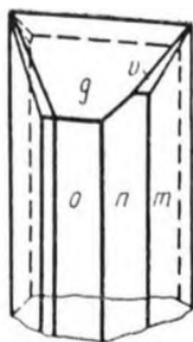


Рис. 223. Лампрофиллит

ва. Интенсивно окрашенные (по-видимому, более железистые) разности обладают более высоким преломлением. $n_g = 1,688—1,721$; $n_m = 1,680—1,716$; $n_p = 1,678—1,703$; $n_g - n_p = 0,010—0,018$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Плеохроизм очень характерен: по N_g — бесцветный или буровато-желтый; по N_m — синевато-зеленый, реже буровато-желтый; по N_p — бесцветный или светлый зеленовато-желтый. Схема абсорбции: $N_m > N_g > N_p$. Пл. о. о. параллельна, редко перпендикулярна (010). Угол погасания ($\alpha : N_p$) = $4—32^\circ$. Знак главной зоны может быть и положительным и отрицательным, так как с удлинением совпадает ось N_m . Угол оптических осей $2v$ колеблется от 46 до 65° (по некоторым данным от 36 до 80°). Дисперсия очень сильная $r < v$, иногда $r > v$. Благодаря сильной дисперсии погасание может быть неполным. Наблюдаются аномальные интерференционные окраски.

Похожие минералы. Актинолит, хлорит, клиноцоизит. От актинолита и хлорита пумпеллит отличается более высоким преломлением и большим углом оптических осей, а от клиноцоизита — плеохроизмом.

Происхождение. Развивается метасоматическим путем, замещая плагиоклазы, гранаты, скаполит иногда эпидот и др. Парагенезис: хлорит, клиноцоизит, эпидот, кварц, халцедон, кальцит, пренит и др. Встречен в миндалинах и трещинках основных эффузивов, в скарнах, измененных сиенит-порфирах, туфах. Широко распространен во многих метаморфических гидротермально измененных породах, богатых кальцием и кремнеземом.

Пьемонтит (марганцевый эпидот) — $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Mn}, \text{Fe})_3 \times \text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$. Группа эпидота. Моноклинная сингония.

Чаще всего образует неправильные, иногда несколько удлиненные зерна. Пластинчатые кристаллы вытянуты по оси b и в этом же направлении несут штриховку. Двойники по (100), нередко полисинтетические. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (100). В шлифе окрашен в желтый, розовый, лиловый и другие цвета (рис. 224).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,765—1,829$; $n_m = 1,747—1,789$; $n_p = 1,730—1,756$; $n_g - n_p = 0,035—0,073$. Очень высокий рельеф и шагреневая поверхность. Показатели преломления и двупреломление увеличиваются с возрастанием содержания

марганца. Плеохроизм ясный: по Ng — карминовый, пурпурный; по Nm — лиловый, розовый; по Np — желтый, оранжевый, т. е. наблюдается отчетливый трихроизм. Абсорбция по схеме $Ng > Np > Nm$. Углы угасания: $b : Nm = 0^\circ$; $c : Np = 4-7^\circ 30'$; $a : Ng = 29-33^\circ$. Знак главной зоны (удлинения) положительный или отрицательный, в зависимости от разреза. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол оптических осей — $2v = 56-86^\circ$ (возра-

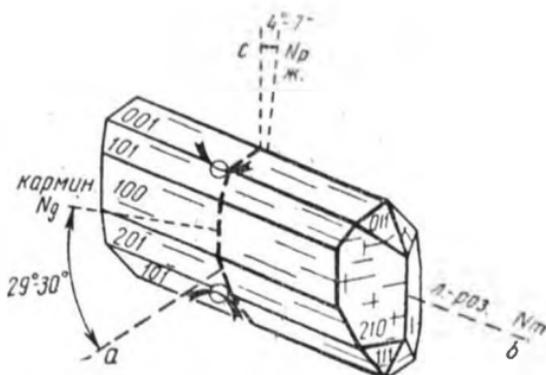


Рис. 224. Пьемонтит

стает с увеличением содержания марганца). Дисперсия $r > v$ или $r < v$. Интерференционная окраска супернормальная, от второго до четвертого порядка.

Похожие минералы. Эпидот, цоизит, дюмортьерит, глаукофан, корунд. От эпидота пьемонтит отличается окраской, плеохроизмом и положительным оптическим знаком; от цоизита — цветом и большим преломлением; от дюмортьерита — большим преломлением, косым угасанием, окраской, большим углом $2v$; от глаукофана — большим преломлением, двупреломлением, углом $2v$, углами погасания; от корунда — двуосностью.

Происхождение. Автометаморфический в порфиридах, риолитах. Регионально-метаморфический в сланцах и гнейсах. Редкий.

Рибекит — $\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{O}, \text{OH}]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде призматических столбчатых или волокнистых кристаллов, а также в форме неправильных зерен с совершенными трещинами спайности по (110), пересекающимися на поперечном разрезе под уг-

лом 56° . Интенсивно окрашен в синеvато-зеленый цвет (рис. 225, 226).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g=1,689-1,699$; $n_m=1,687-1,697$; $n_p=1,685-1,695$; $n_g-n_p=0,004$. Заметная шагреневая поверхность и рельеф. Угол угасания по Ng и Nm — прямой, $c:Np=1-8^\circ$. Знак главной зоны отрицательный. Угол оптиче-

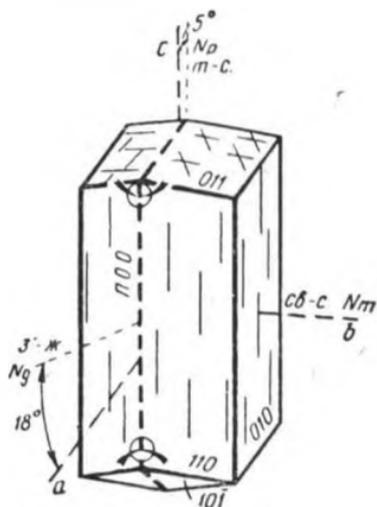


Рис. 225. Рибекит

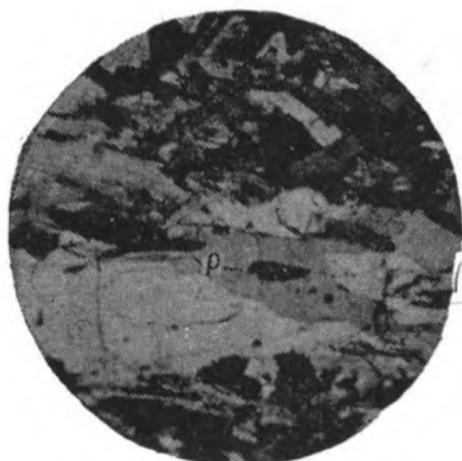


Рис. 226. Рибекит (P) в щелочном граните. Ув. 64, при 2 ник.

ских осей — $2v$ большой — от 80 до 90° . Дисперсия оптических осей $r \leq v$. Характерен резкий плеохроизм по турмалиновой схеме абсорбции — $Ng < Nm < Np$, с разнообразной окраской:

Ng	Nm	Np
Зеленый	Темно-синий	Черно-синий
Желтовато-бурый	Темно-синий	Черно-синий
Желтовато-зеленый	Синий	Индигово-синий, почти черный
Бледный желто-зеленоватый	Зеленоvато-синий	Синий, почти черный
Темно-серый	Буровато-желтый	Индигово-синий
Сине-фиолетовый	Ярко-желтый	Зелено-синий

Интерференционная окраска темно-серая, первого порядка. Пл. о. о. параллельна плоскости (010).

Включения. Обычны включения апатита, циркона, магнетита.

Продукты замещения. При постмагматических процессах преобразуется в сидерит с лимонитом.

Похожие минералы. Рибекит по внешнему виду иногда легко спутать с турмалином, тем более, что у них одинаковая схема абсорбции. Однако у турмалина двупреломление значительно выше и иная осьность. От глаукофана рибекит отличается отрицательным удлинением, а от арфведсонита — меньшим углом погасания.

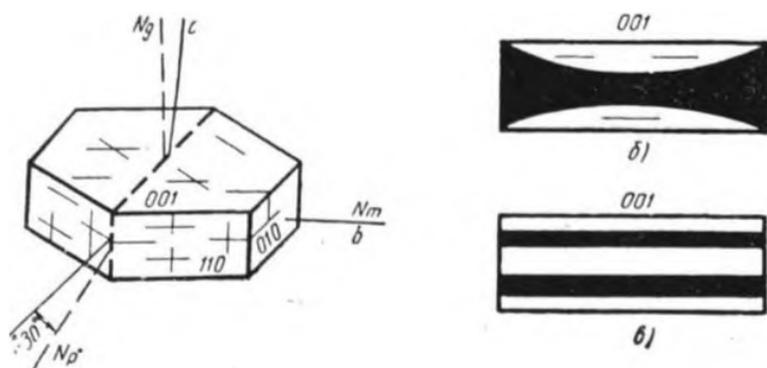


Рис. 227. Хлоритоид:

а — кристалл, б — разрез со структурой песочных часов,
в — разрез с полисинтетическими двойниками

Происхождение. Как магматогенный минерал рибекит присутствует в богатых щелочами и железом изверженных породах (рибекитовые граниты, сиениты, эссекитовые порфиры, трахиты, пегматиты). Присутствует в некоторых гнейсах, сланцах, контактно-метаморфизованных породах.

Хлоритоид — $\text{Fe}_2^{2+}\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_4$. Сингония моноклинная или триклинная.

Редко встречается в виде таблитчатых, пластинчатых псевдогексагональных кристаллов. Чаще — неправильной формы листочки, чешуйки, листоватые агрегаты. Характерны полисинтетические двойники по (001). Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (110). Отдельность по (010). В шлифах окрашен в зеленый, синий, желтый цвета с различными оттенками (рис. 227).

Оптические свойства. Двуосный, положительный. $n_g = 1,730-1,740$; $n_m = 1,717-1,734$; $n_p = 1,714-1,731$; $n_g - n_p = 0,016-0,009$. Высокий рельеф и резкая

шагреновая поверхность. Плеохроизм ясный: по Ng — бесцветный, желто-зеленый, светло-синий, зеленовато-бурый, светло-желтый; по Nm — серо-синий, индигово-синий, зеленый; по Np — светло-желто-зеленый, оливково-зеленый, сине-зеленый, травяно-зеленый, бесцветный. Схема абсорбции: $Ng < Nm < Np$. Окраска иногда распределяется зонально. Нередко наблюдается структура песочных часов. Пл. о. о. параллельна плоскости (010) или перпендикулярна к ней. Углы угасания: $b : Nm = 0^\circ$; $a : Np = 3-30^\circ$; $c : Ng = 3-30^\circ$. Знак главной зоны отрицательный (изредка положительный). Угол оптических осей — $2v = 36-63^\circ$. Дисперсия $r > v$, сильная. Наблюдается и дисперсия двупреломления, благодаря чему появляются аномальные цвета интерференции и неполное угасание. Обычно интерференционная окраска желтая, серая, первого порядка.

В к л ю ч е н и я. Часто бывает переполнен включениями зерен кварца, магнетита, ильменита, рутила, циркона, турмалина, иногда содержит углистое вещество.

Р а з н о в и д н о с т и. Сисмондин — хлоритоид, обогащенный магнием; оттрелит, обогащенный марганцем.

П р о д у к т ы з а м е щ е н и я. При изменении хлоритоид может переходить в пеннин и мусковит.

П о х о ж и е м и н е р а л ы. Хлориты, биотит, стильпноmelан. От хлоритов хлоритоид сразу же отличается большим преломлением, большим углом оптических осей, трихроизмом; от биотита — меньшим двупреломлением и большим углом $2v$, цветом; от стильпноmelана — меньшим двупреломлением, большим преломлением и большим углом $2v$.

П р о и с х о ж д е н и е. Встречается в сланцах, филлитах, некоторых контактно-метасоматических месторождениях в ассоциации с корундом, диаспором, хлоритом, кварцем и др.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.		Стр.
Авгит	120	Диопсид	136
Амезит	208	Жадеит	139
Брукит	126	Ильваит	209
Велерит	215	Клиногумит	139
Геденбергит	136	Лепидолит	219
Гумит	133	Монацит	143
Диаспор	134	Пижонит	210

	Стр.		Стр.
Розенбушит	212	Топаз	157
Серпентин	150	Хондродит	160
Сподумен	154	Хризоберилл	161
Ставролит	214	Энстатит	165
Сфен	155		

**МИНЕРАЛЫ ЦВЕТНЫЕ ПЛЕОХРОИЧНЫЕ, ДВУОСНЫЕ,
ОПТИЧЕСКИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ**

Аксинит — $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$. Триклинная сингония.

Встречается в виде клинообразных, таблитчатых или неправильных зерен (рис. 228). Спайность совершенная по $(\bar{1}12)$ и (010) и несовершенная по (001) . Двуосный,

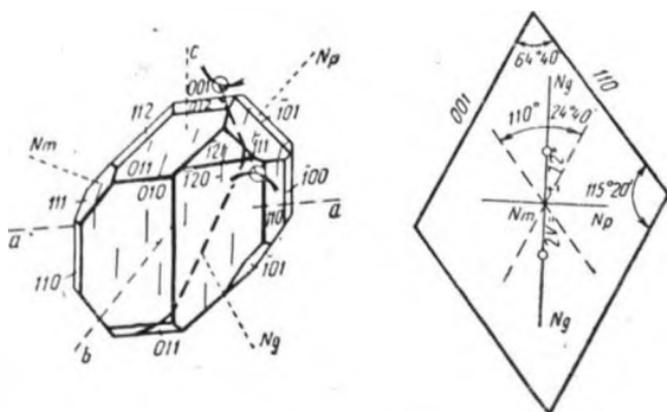


Рис. 228. Аксинит

отрицательный. $n_g = 1,689$; $n_m = 1,685$; $n_p = 1,679$; $n_g - n_p = 0,010$. Высокий рельеф, ясная шагреневая поверхность. Плеохроизм может отсутствовать, но иногда сильный, смешанного типа — с изменением цвета и интенсивности окраски. По N_g — бесцветный до желтоватого; N_m — светло-фиолетовый, ярко-желтый, голубой; N_p — желтый, коричневатый. Схема абсорбции $N_m > N_p > N_g$. Пл. о. о. параллельна плоскости (111) . Оси индикатрисы расположены под углами, меняющимися в зависимости от содержания железа. Поэтому углы угасания всегда косые, колеблющиеся в значительных пределах. Угол $2v = 70-75^\circ$. У синих разновидностей — до 85° и даже 90° . Дисперсия оптических осей $r < v$. Интерференционная окраска первого порядка светло-серая с желтоватым оттенком.

По происхождению является продуктом пневматолитовых процессов при контактовом метаморфизме. Встречается в жилах.

Актинолит — $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде удлиненных пластинчатых, чешуйчатых, игольчатых, волокнистых кристаллов,

радиально-лучистых, сноповидных агрегатов и неправильных зерен. Двойники простые и полисинтетические. Спайность совершенная по призме (110), пересекающаяся на определенных разрезах под углом 56° . Под микроскопом окрашен в светло-зеленый цвет, реже бесцветный (рис. 229).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,667$; $n_m = 1,659$; $n_p = 1,647$; $n_g - n_p = 0,020$. Ясный рельеф и шагреневая поверхность. Плеохроизм слабый; по N_g — светло-синевато-зеленый, светло-зеленый; Nm — светло-зеленый; зелено-желтый; по Np —

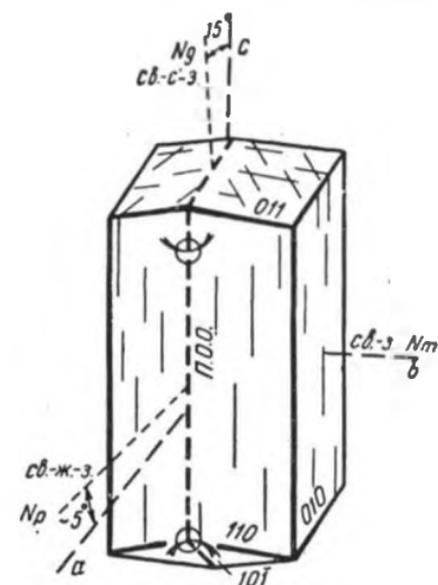


Рис. 229. Актинолит

бледно-желтый, светло-желто-зеленый. Абсорбция по схеме $N_g > Nm > Np$. Углы угасания: $c : N_g = 11-17^\circ$; $a : N_p = 1-6^\circ$; $b : Nm = 0^\circ$. Пл. о.о. параллельна (010). Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v$ около 80° . Дисперсия $r < v$, слабая. Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных N_g , — желтовато-серая, первого порядка, Nm — синевато-зеленая, второго порядка и Np — желтая, первого порядка.

Включения. Унаследует включения, находившиеся в замещенном им минерале, — различные акцессории, кварц, плагиоклазы, углистое вещество.

Продукты замещения. Являясь вторичным минералом, сам при разрушении переходит в хлорит, эпидот, кальцит, тальк.

Происхождение. Типичный эпимагматический минерал, не встречающийся в магматических породах в качестве первичного. Может быть продуктом контактового метаморфизма. Широко развит в кристаллических сланцах.

Арфведсонит — $\text{Na}_3(\text{Fe}, \text{Mg})_4(\text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$.
Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Встречается в виде длиннопризматических и пластинчатых кристаллов или неправильно ограниченных зерен с совершенной спайностью по призме. На поперечном разрезе наблюдаются две системы трещин спайности, пересекающиеся под углом 56° . Минерал окрашен в синий или зеленый цвет, иногда настолько густо, что только в краях можно заметить указанную окраску с буроватыми или фиолетовыми оттенками (рис. 230).

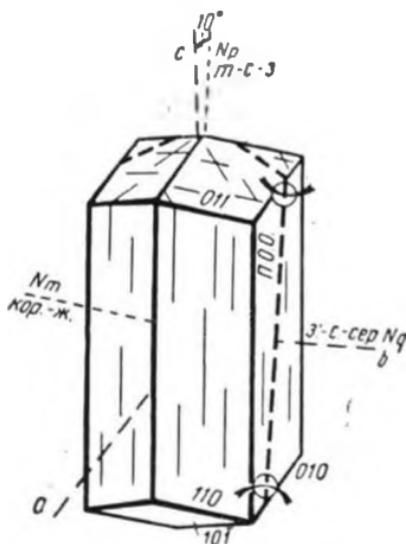


Рис. 230. Арфведсонит

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,698—1,705$; $n_m = 1,687—1,705$; $n_p = 1,693—1,695$; $n_g - n_p = 0,005—0,010$. Ясная шагреневая поверхность и рельеф. Угол угасания ($c : Np$) колеблется от 14 до 20° . Удлинение (знак зоны) отрицательное. Пл. о. о. параллельна плоскости (010) . Угол оптических осей $2v$ около 90° , может быть положительным и отрицательным. Плеохроизм сильный по схеме $Np > Nm > Ng$; по Ng — темный синевато-зеленый; по Nm — буровато-желтый; по Np — густой сине-зеленый.

Интерференционная окраска минерала маскируется собственным цветом. Очень характерна сильная дисперсия оптических осей по формуле $r \ll v$, в результате чего на большинстве разрезов наблюдается неполное погасание.

Продукты замещения. Арфведсонит может переходить (при плавлении и перекристаллизации) в эги-

рин с лепидомеланом. При выветривании по нему развивается сидерит и лимонит.

Похожие минералы. Арфведсонит при первом взгляде можно спутать с рибекитом и гастингситом. От первого он отличается большим, а от второго меньшим углом угасания. Похож он и на турмалин, особенно в неправильных зернах. Отличие: двуосность, спайность, низкое двупреломление.

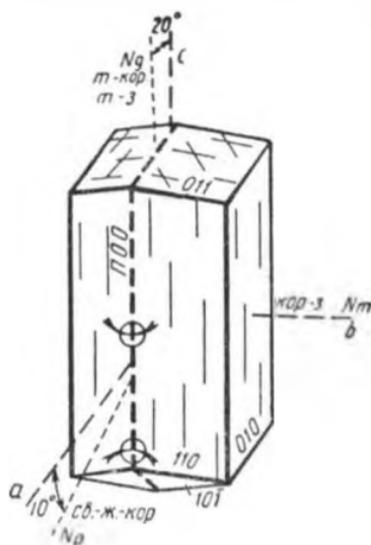


Рис. 231. Баркевикит

Баркевикит — полущелочная роговая обманка, отличающаяся по химическому составу от обыкновенной присутствием TiO_2 и обогащением щелочами и железом. Моноклинная сингония.

Форма зерен призматическая, стебельчатая, листоватая или неправильная. Спайность в одном и двух направлениях, пересекающаяся, как и у всех амфиболов, под углом 56° . Минерал интенсивно окрашен в красновато-коричневые тона (рис. 231).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,700$; $n_m=1,696$; $n_p=1,680$; $n_g-n_p=0,020$. Резкая шагреневая поверхность, высокий рельеф. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол угасания ($c:N_g$) равен $10-14^\circ$. Удлинение положительное. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 31 до 52° . Дисперсия оптических осей по формуле $r > v$. Плеохронизм по схеме $N_g > N_m > N_p$; по N_g — темно-коричневый, красновато-коричневый; по N_m — красновато-бурый; по N_p — светло-желтый, светло-коричневый. Интерференционная окраска второго порядка маскируется интенсивным собственным цветом.

Похожие минералы. Баркевикит бывает очень сходен с обыкновенной роговой обманкой. Отличить его от нее без химического анализа иногда весьма затруднительно. От похожего гастингсита баркевикит отличается цветом и формулой дисперсии.

Происхождение. Баркевикит — магматогенный минерал. Типичен для богатых натрием интрузивных и эффузивных горных пород основного ряда.

Биотит — $K(Mg, Fe)_3[Si_3Al_{10}](OH, F)_2$. Группа слюд. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде неправильных или вытянутых по спайности пластинок, табличек, листочков, розеток, чешуек; редко в форме радиально-лучистых или спутанно-чешуйчатых агрегатов, призматических более или менее изометричных кристаллов. Спайность весьма совершенная по третьему пинаконду.

Двойники наблюдаются в лампрофитрах и щелочных породах; в гранитах, диоритах и гнейсах встречаются чрезвычайно редко. Цвет минерала обычно бурый разных оттенков и интенсивности. Иногда буровато-красный, оранжево-красный или почти черный. От бурой окраски наблюдаются переходы к зеленой или желтовато-зеленой. Исключительно редко имеет синеватый оттенок (рис. 232, 233).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления сильно колеблются в зависимости от содержания железа, находясь с его количеством в прямой пропорции. $n_g = 1,610—1,697$; $n_m = 1,609—1,696$; $n_p = 1,571—1,616$; $n_g - n_p = 0,039—0,081$. На разрезах, перпендикулярных спайности, наблюдается резкая шагреневая поверхность и относитель-

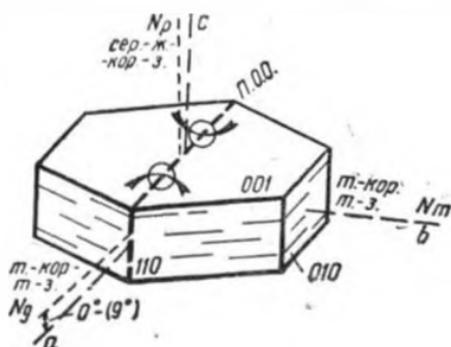


Рис. 232. Биотит

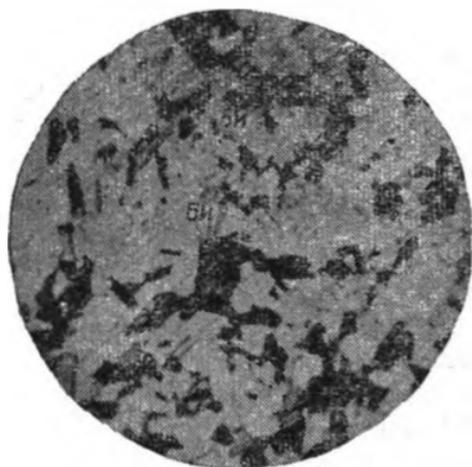


Рис. 233. Биотит (Би) в граните. Ув. 64, при 1 ник.

но высокий рельеф. Здесь же весьма резкий плеохроизм. Схема абсорбции $Ng \cong Nm > Np$; по $Ng = Nm$ — густой бурый, темно-зеленый, темный красно-коричневый; по Np — серо-желтый, коричнево-зеленый, оранжево-коричневый. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). На разрезах, параллельных спайности, плеохроизм, рельеф и шагреньевая поверхность выражены слабо. Угол погасания равен нулю или 2—3, редко 8° на тех сечениях, где видна спайность. Удлинение (по спайности) положительное. Угол оптических осей — $2v$ близок к 0° , благодаря чему в сходящемся свете часто наблюдается псевдоодноосная фигура. Иногда $2v$ достигает 35° . Дисперсия оптических осей $r < v$.

Интерференционная окраска второго и третьего порядка маскируется собственным цветом.

Включения. В биотите весьма часто наблюдаются обильные включения таких акцессорных минералов как циркон, апатит, монацит, которые бывают оторочены узкими, более темноокрашенными, чем биотит, каемками — результат радиоактивного распада. Нередко в биотите можно увидеть сфен, рудный минерал или рутил (сагенит), которые часто являются не акцессориями, а продуктом изменения биотита (особенно при хлоритизации).

Продукты замещения. Биотит очень легко изменяется под влиянием гидротермальных и вторичных процессов, при этом окраска его становится все менее и менее интенсивной и минерал обесцвечивается. По нему, часто с полным замещением, развивается хлорит (наиболее характерный продукт изменения), иногда в сопровождении мелкозернистого агрегата эпидота и сфена, располагающихся по трещинам спайности. В некоторых случаях выделяются гидроокислы железа, карбонаты и кварц. Биотит весьма часто полностью или частично замещается мусковитом. В эффузивных породах для биотита характерна опацификация — замещение тонкозернистым агрегатом магнетита, делающим минерал непрозрачным в краях или в целом. Это явление, по мнению В. Н. Лодочникова, связано с резким повышением температуры лавы, выходящей на дневную поверхность и соприкасающейся с воздухом. В. С. Соболев предполагает, что опацификация вызывается переходом закисного железа в окисное. Гидратируясь, биотит переходит в вермикулит.

Похожие минералы. Биотит можно спутать с хлоритом, особенно в срезах, параллельных спайности. В разрезах, перпендикулярных спайности, биотит сразу же отличается резким плеохроизмом. Кроме того, в скрещенных николях интерференционная окраска биотита, вследствие более высокого двупреломления, всегда выше, чем у хлорита. Биотит похож на турмалин соответствующей окраски; отличается от последнего спайностью, двуосностью, знаком зоны. Биотит бывает весьма сходен с амфиболами, особенно на срезах, где спайность не видна (на разрезах со спайностью он сразу же отличается прямым угасанием и резким плеохроизмом). Исследование в сходящемся свете помогает легко отличить биотит от амфибола по небольшому углу оптических осей. И, кроме того, двупреломление у биотита выше, а преломление ниже, чем у амфиболов. В некоторых случаях биотит можно смешать с ортитом, который, однако, имеет более высокое преломление и больший угол оптических осей.

Происхождение. Биотит — типичный магматогенный минерал, являющийся важной составной частью многих интрузивных и жильных пород. Редок в эффузивах. Обычен в метаморфических породах, таких как гнейсы и сланцы, в продуктах контактного метаморфизма.

Гастингсит — щелочной амфибол непостоянного состава — $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Fe}, \text{Mg})_4(\text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_3\text{AlO}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония.

Встречается в форме коротко- и длиннопризматических кристаллов, листоватых и неправильных зерен с одной или двумя (в зависимости от среза) системами трещин спайности, пересекающимися под углом в 56° . Интенсивно окрашен в зеленый цвет с желтыми и коричневыми оттенками (рис. 234).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,662$; $n_m = 1,658$; $n_p = 1,646$; $n_g - n_p = 0,016$. Резкая шагреневая поверхность и высокий рельеф. Угол угасания ($c : Ng$) колеблется от 25 до 30° , иногда равен 0° . Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей — $2v = 24 - 40^\circ$. Дисперсия по схеме $r > v$. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Плеохроизм сильный по формуле: $Ng > Nm > Np$; по Ng — темно-зеленый или синезеленый; по Nm — оливково-зеленый; по Np — светло-

желтый до желто-коричневого. Интерференционная окраска первого порядка маскируется собственным цветом.

Похожие минералы. Гастингсит можно спутать с титанистой роговой обманкой — синтагматитом, от которой он отличается значительно меньшим углом оптических осей (у синтагматита достигает 80°).

Гастингсит в некоторых разрезах бывает похож на интенсивно окрашенную обыкновенную роговую обманку. Отличается от нее меньшим углом оптических осей и большим преломлением.

Происхождение. Гастингсит магматогенный минерал, характерный для обогащенных щелочами (натрием) изверженных пород кислого ряда. Изредка встречается в контактно-метаморфизованных известняках.

Гиперстен — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Группа пироксенов. Ромбическая сингония.

С энстатитом — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — образует ряд непрерывных изоморфных смесей.

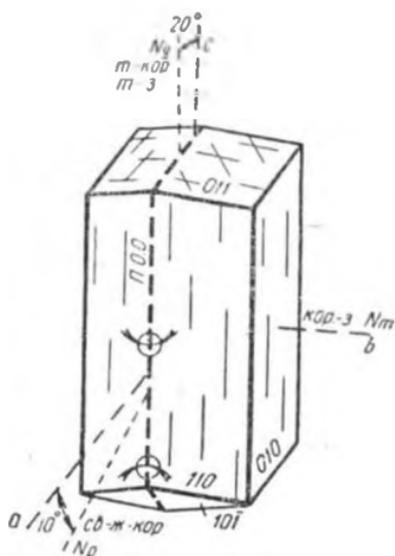


Рис. 234. Гастингсит

Кристаллы гиперстена призматические, несколько удлиненные, таблитчатые. Часто встречается в виде неправильных, округленных зерен или их агрегатов. Спайность совершенная по призме (110), пересекающаяся под углом 87° . Цвет минерала зависит от количества железа, изоморфно замещающего магний: чем больше железа, тем интенсивнее коричневая окраска (рис. 235, 236).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,683 - 1,731$; $n_m = 1,678 - 1,728$; $n_p = 1,673 - 1,715$; $n_g - n_p = 0,010 - 0,016$. Резкая шагреньевая поверхность, высокий рельеф. Угол угасания равен нулю, но в некоторых случаях достигает 10° . Прямое угасание наблюдается на срезах с одной системой трещин спайности, перпендикулярных плоскости шлифа. Разрезы, наклонные к плоскости спайности, дают и прямое и косое угасание

(до 35°). Всегда косое погасание на срезах, перпендикулярных к двум системам трещин спайности. Поэтому гиперстен в таких сечениях можно спутать с моноклинным пироксеном. Удлинение всегда положительное. Угол $2v = 50-80^\circ$. Слабая дисперсия оптических осей $r > v$. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Плеохроизм становится интенсивнее с увеличением содержания железа и имеет схему $Ng > Nm \cong Np$; по Ng — светло-зеленый, ярко-

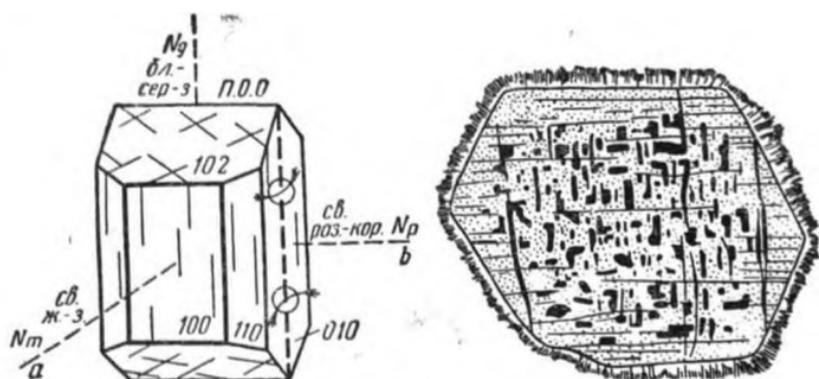


Рис. 235. Гиперстен

зеленый, красновато- или буровато-коричневый; по Nm — светло-желто-зеленый, желтоватый, желтовато-бурый или ярко-красный; по Np — красновато-желтый, буровато-красный, светло-розовый, светло-зеленый. Интерференционная окраска серая, серовато-желтая, желтая, первого порядка.

Включения. В гиперстене чаще чем в других пироксенах наблюдаются включения очень мелких пластинок ильменита, располагающихся по спайности. В эффузивных породах наблюдается опацификация — превращение в непрозрачное вещество в результате перехода закисного железа в окисное (В. С. Соболев) или вследствие высокой температуры, возникающей в магме при выходе ее на поверхность и соприкосновении с воздухом (В. Н. Лодочников).

Разновидности. Клиногиперстен — двуосный, оптически положительный с косым погасанием до 42° . Редок.

Продукты замещения. В результате вторичных процессов гиперстен замещается серпентином с вы-

делением магнетита, реже тальком, тремолитом, хлоритом, иногда в сопровождении карбонатов и кварца. Очень редко гиперстен переходит в иддингсит или биотит.

Похожие минералы. Андалузит (хиастолит). Отличается от андалузита знаком зоны, более высоким преломлением. Моноклинный пироксен. Отличается гиперстен углом погасания (прямой или небольшой косой),

отчетливым плеохроизмом (не всегда). Оливин; всегда бесцветный. Силлиманит; иная, чем у пироксенов спайность, более высокое двупреломление и более низкое преломление.

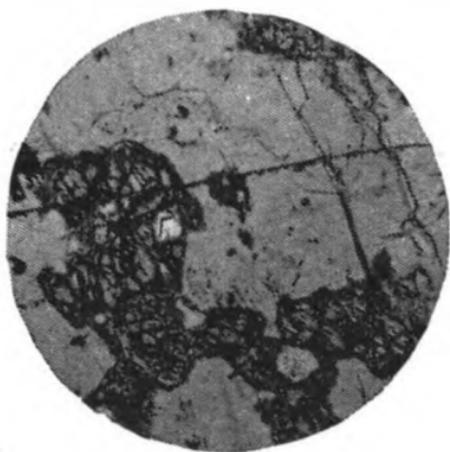


Рис. 236. Гиперстен (Г) в норите. Ув. 24, при 1 мик.

Происхождение. Гиперстен — магматогенный минерал — важная составная часть норитов, габбро-норитов, перидотитов, пироксенитов. Встречается в андезитах, порфиритах, дацитах, липаритах, гранитах, гранодиоритах. Иногда встречается

как контактовый минерал в роговиках и как продукт регионального метаморфизма.

Глаукофан — $\text{Na}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH, F}]_2$. Группа амфиболов. Состав непостоянный. Моноклинная сингония.

В шлифе встречается в виде удлиненно-призматических полуправильных кристаллов и неправильных зерен. Спайность в двух направлениях по призме (110), на поперечных разрезах пересекается под углом 56° . Окрашен в синий цвет до синевато-черного.

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,627-1,657$; $n_m = 1,622-1,656$; $n_p = 1,606-1,642$; $n_g - n_p = 0,021-0,015$. Заметна шагреньевая поверхность и рельеф. Плеохроизм по схеме $Ng > Nm > Np$; по Ng — лазурно-синий, синевато-бурый, темно-синий; по Nm — красновато-фиолетовый, серовато-зеленый, зеленовато-желтый; по Np — бесцветный, синевато-зеленый, зеленовато-желтый. Угол угасания ($c : Ng$) от 5 до 7° . Удли-

нение положительное. Угол оптических осей — $2v = 45^\circ \pm 15^\circ$. Дисперсия $r < v$. Интерференционная окраска на срезе, перпендикулярном Nm , второго порядка, маскируется цветом минерала. Пл. о. о. параллельна плоскости (010) (рис. 237).

В к л ю ч е н и я. Может содержать мелкие зерна андалузита, ставролита, магнетита, граната, кварца и др.

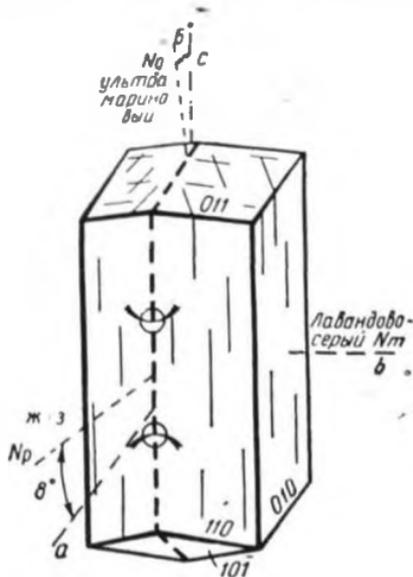


Рис. 237. Глаукофан

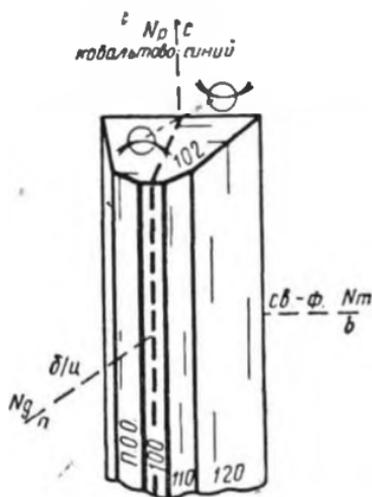


Рис. 238. Дюмортьерит

Разновидности. Кроссит — глаукофан, обогащенный железом, в результате чего имеет повышенные показатели преломления.

Продукты замещения. Может переходить в хлорит, альбит, зеленую роговую обманку.

Происхождение. Встречается совместно с гранатом, эпидотом, цоизитом и другими в разнообразных сланцах. Часто развивается по пироксену (жаденту).

Дюмортьерит — $Al_4[Al_4BSi_3O_{19}(OH)]$. Ромбическая сингония. Кристаллы волокнистые, столбчатые, призматические, пластинчатые, игольчатые, ветвистые. Неправильные зерна. Совершенная спайность по (010) и несовершенная по (210). Нередки двойники по (110) и тройники. Цвет синий, зеленовато-синий, красновато-фиолетовый (рис. 238).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,686—1,692$; $n_m = 1,684—1,691$; $n_p = 1,659—1,670$; $n_g - n_p = 0,027—0,22$. Ясная шагреневая поверхность, высокий рельеф. Плеохроизм по Ng — бесцветный, бледно-синий; по Nm — светло-фиолетовый; по Np — синий, но может сильно варьировать даже в одном кристалле: синий, пурпурный, красный, бурый, зеленый, розовый. Абсорбция по схеме $Ng < Nm < Np$. Угасание прямое. Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей — $2v$ колеблется от 20 до 40° . Дисперсия очень сильная $r \ll v$. Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, второго порядка. Пл. о. о. параллельна (010).

Продукты замещения. Весьма легко переходит в серицит. Вокруг его включений в кордиерите могут наблюдаться плеохроичные каемки.

Похожие минералы. Турмалин, рибекит. От турмалина джумортьерит отличается осностью; от рибекита — большим двупреломлением.

Происхождение. Типичный акцессорный минерал. Встречается в пегматитах. Вместе с кордиеритом и дистеном — в сланцах, гнейсах. Очень редкий.

Иддингсит — $H_4MgFe_2Si_3O_{14}$. Моноклинная (?) сингония.

Листовато-волокнистые, чешуйчатые агрегаты, петьчатые формы, псевдоморфозы по оливину. Состав и свойства сильно колеблются и изучены недостаточно. Спайность весьма совершенная по (001), совершенная по (100) и (010), несовершенная по (101). Под микроскопом окрашен в бурый, ржаво-бурый или зеленый цвет. Заметно плеохроирует: по $Ng \approx Nm$ — темно-зеленый, темно-бурый, оранжево-коричневый, темно-желто-зеленый; по Np — оранжево-желтый, зеленовато-желтый, светло-желтый. Абсорбция $Ng \geq Nm > Np$. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,655—1,864$; $n_m = 1,650—1,845$; $n_p = 1,608—1,792$; $n_g - n_p = 0,047—0,072$. Преломление колеблется, очевидно, в зависимости от количества железа. Угасание прямое. Знак главной зоны может быть и положительным и отрицательным. Угол оптических осей — $2v = 20—90^\circ$. Дисперсия $r < v$, сильная. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на срезах, параллельных плоскости оптических осей, от третьего до четвертого

порядка полностью маскируется собственным цветом минерала.

Похож на биотит и хлорит. От биотита отличается иной схемой абсорбции; от хлорита — большим двуупреломлением.

Образуется как вторичный минерал по железистому оливину. Широко развит в сибирских траппах и других

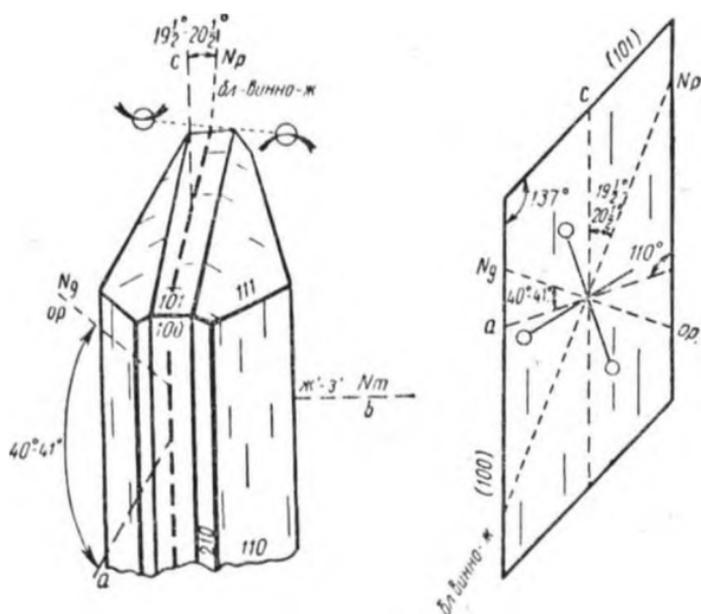


Рис. 239. Ловенит

оливинсодержащих эффузивах основного и среднего состава.

Ловенит — $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Mn})_3\text{Zr}[\text{SiO}_4]_2\text{F}$. Содержит примесь железа, титана, ниобия. Моноклинная сингония.

Образует удлиненные пластинчатые и таблитчатые кристаллы или неправильные зерна. Спайность средняя по (100). Встречаются полисинтетические двойники по (100). Окрашен в бурый или желтый цвет. Бывает бесцветным (рис. 239).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,720-1,745$; $n_m = 1,707-1,723$; $n_p = 1,690-1,698$; $n_g - n_p = 0,030-0,047$. Высокий рельеф и резкая шагреньевая поверхность. Плеохроизм ясный: по N_g — оранжево-желтый, оранжево-красный до бесцветного; по N_m — зе-

леновато-желтый, желтоватый, зеленоватый до бесцветного; по N_p — бледно-желтый, бледно-винно-желтый до бесцветного. Абсорбция по схеме $Ng > Nm > Np$. Углы угасания: $c : Np = 20^\circ$; $a : Ng = 40^\circ$; $b : Nm = 0^\circ$. Пл. о.о. лежит в плоскости (010). Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей — $2v = 80-85^\circ$, дисперсия $r < v$, ясная. Интерференционная окраска второго и треть-

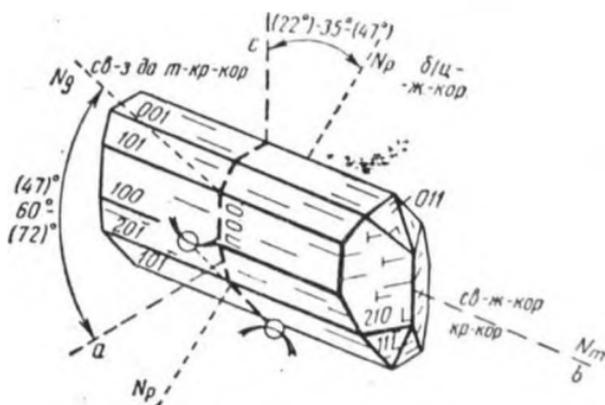


Рис. 240. Ортит

его порядка — в сечениях, параллельных плоскости оптических осей и при нормальной толщине шлифа.

Похож на велерит, от которого отличается более высоким двупреломлением и ясно определяемым отрицательным удлинением.

Происхождение. Встречается в нефелиновых сиенитах, фойяитах, санидинитах, их пегматитах и излившихся аналогах вместе с флюоритом, ринкитом, мозандритом. Очень редок.

Ортит, или алланит — $(Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}[O, OH]$.

Группа эпидота. Содержит примеси лантана, иттрия и др. Моноклинная сингония.

Таблитчатые, призматические, редко игольчатые кристаллы, неправильные зерна и их агрегаты. Спайность средняя по (001) и несовершенная по (100). В шлифе красно-бурый с примесью желтоватого. Окраска часто зональная. Типичны двойники. Часто находится в окружении или в сростании с эпидотом, цериевой разновидностью которого он является (рис. 240, 241).

Оптические свойства ортита сильно варьируют. При разложении вследствие радиоактивного распада становится изотропным и темнеет. $n_g = 1,751—1,820$; $n_m = 1,739—1,810$; $n_p = 1,727—1,788$; $n_g - n_p = 0,024—0,032$. Высокий рельеф, резкая шагреневая поверхность. У изотропного $n = 1,54$. Плеохроизм резкий: по Ng — темно-красно-коричневый, серовато- или желтовато-коричневый, светло-зеленый; по Nm — красно-коричневый, светлый желто-коричневый, темно-бурый; по Np — бесцветный, желто-коричневый, зеленовато-коричневый, желтый, бурый. Абсорбция $Ng \geq Nm > Np$. Угол погасания колеблется от 0° (по Nm) до $28—47^\circ$ ($c : Np$). Знак зоны может быть и положительным и отрицательным. Угол оптических осей — $2v = 70—90^\circ$, дисперсия $r \gg v$, очень сильная. Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных Nm , второго порядка. Характерным признаком является неоднородность даже в одном зерне и зональное строение. Пл. о. о. то параллельна, то перпендикулярна плоскости (010).

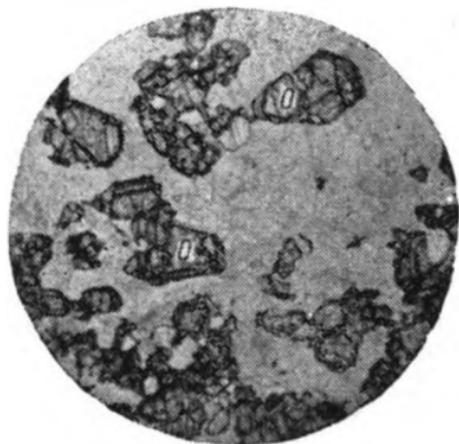


Рис. 241. Ортит (O) в граните.
Ув. 64, при 1 ник.

Продукты замещения. Вообще очень стойкий, но иногда может изменяться в землистую массу.

Похожие минералы. Роговая обманка, биотит, меланит. От роговой обманки и биотита (соответствующей окраски) ортит отличается гораздо большим преломлением, неравномерностью окраски, зональностью, ассоциацией с эпидотом. От меланита изотропный ортит отличается по форме и значительно меньшему преломлению.

Происхождение. Характерный аксессуар гранитов, пегматитов, диоритов, сиенитов, их эффузивных аналогов. Реже встречается в гнейсах и сланцах. Может быть и контактно-метасоматическим.

Роговая обманка — $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe}) \times [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Группа амфиболов. Моноклинная сингония. Химический состав сложный и непостоянный, что обуславливает колебание оптических свойств в широких пределах.

Имеет форму широкопластинчатых или удлиненных призм, реже — короткопризматических или шестигранных кристаллов. Образует и неправильные зерна. Спай-

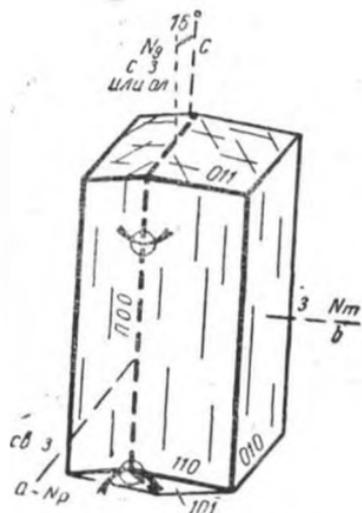


Рис. 242. Роговая обманка

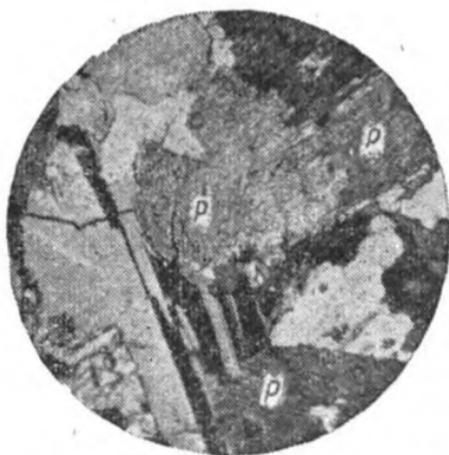


Рис. 243. Роговая обманка (P) в диорите. Ув. 90, при 2 ник.

ность совершенная по призме, пересекающаяся на перпендикулярном срезе под углом в 56° . Нередко наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Минерал окрашен в зеленый цвет разной интенсивности (рис. 242, 243).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,644-1,704$; $n_m = 1,637-1,697$; $n_p = 1,630-1,678$; $n_g - n_p = 0,014-0,026$. Резкая шагреньевая поверхность, высокий рельеф. Угол угасания ($c : Ng$) колеблется от 14 до 25° . Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v$ от -63° до -87° . Дисперсия оптических осей $r < v$. Сильный плеохроизм по схеме $Ng > Nm > Np$; по Ng — густо-зеленый, буровато-зеленый или красновато-бурый; по Nm — зеленый, оливково-зеленый или светло-бурый; по Np — желтовато-зеленый, желтоватый, коричневатый. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на разре-

зах, перпендикулярных *Nm*, синяя, красная, желтая, второго порядка. Лучшее всего она наблюдается в краях зерен, так как в центре маскируется собственным цветом.

Включения. В роговой обманке часто наблюдаются включения апатита, циркона, ортита, сфена, вокруг которых могут быть плеохроичные каемки — «дворики». Часто содержится рудный минерал, в определении генезиса которого следует быть осторожным, так как он может оказаться продуктом опацификации — характерного процесса распада, диссоциации роговой обманки, вызываемого различными причинами. В излившихся породах наблюдаются включения вулканического стекла, иногда игольчатого рутила — сагенита.

Разновидности. Разновидностью обыкновенной роговой обманки является базальтическая роговая обманка, отличающаяся от первой более высокими преломлением и двупреломлением $n_g = 1,693—1,760$; $n_m = 1,683—1,730$; $n_p = 1,670—1,692$; $n_g - n_p = 0,023—0,068$. Угол угасания ($c : Ng$) колеблется от 0 до 12° ; $2v$ — от -64 до -80° . Плеохроизм: по *Ng* — темно-бурая; по *Nm* — буровато-зеленая; по *Np* — бледно-желтая. Керсутит — базальтическая роговая обманка, содержащая до 10% TiO_2 . Уралит — псевдоморфоза роговой обманки по пироксену.

Продукты замещения. Роговая обманка чаще всего замещается хлоритом (частично или полностью, с нарушением формы), иногда в ассоциации с эпидотом, карбонатами, кварцем, сфеном. Реже по ней развивается биотит, тальк, антигорит или эпидот.

Похожие минералы. Роговая обманка зеленого цвета сходна с эгирином, от которого отличается большим углом угасания, схемой абсорбции, положительным удлинением, более низким двупреломлением и углом между двумя системами трещин спайности. Базальтическая роговая обманка похожа на биотит и иногда на турмалин. От биотита она отличается менее совершенной спайностью, от турмалина — наличием спайности, осностью и обратной схемой абсорбции по удлинению.

Происхождение. Обыкновенная роговая обманка — типичный магматогенный минерал, свойствен многим изверженным породам: диоритам, габбро, горнблен-

дитам, гранитам и другим, часто встречается в различных эффузивных и метаморфических горных породах.

Сапфирин — $Mg_2Al_4SiO_{10}$. Содержит примесь железа, изоморфно замещающего магний. Моноклинная сингония. Встречается в виде таблитчатых несовершенных кристаллов с редкими призматическими гранями. Спай-

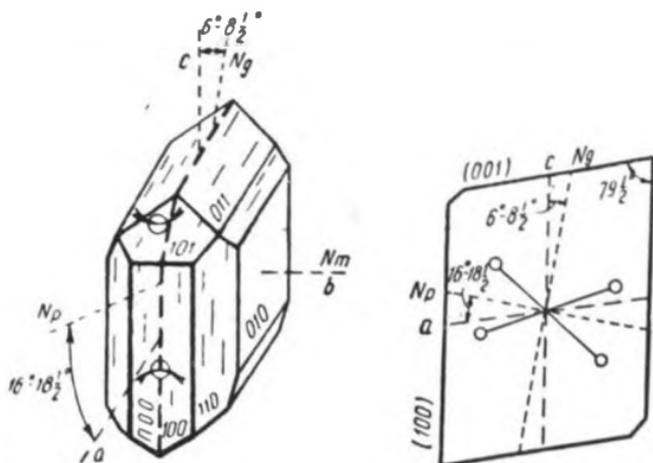


Рис. 244. Сапфирин

ности нет. В шлифе бесцветный или окрашенный в синий цвет разных оттенков (рис. 244).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,711-1,720$; $n_m = 1,709-1,719$; $n_p = 1,705-1,714$; $n_g - n_p = 0,006$. Плеохроизм у окрашенных разностей по схеме $Ng > Nm > Np$; по Ng — темно-синий, сапфирово-синий; по Nm — светло-зеленый; по Np — бесцветный, розоватый, желтоватый. Пл. о. о. параллельна плоскости (010). Углы угасания: $b : Nm = 0^\circ$; $c : Ng = 6-8^\circ 30'$; $a : Np = 16-18^\circ 30'$. Знак главной зоны вследствие изометричности может быть или положительным, или отрицательным. Угол оптических осей — $2v = 50-70^\circ$. Дисперсия наклонная $r < v$, сильная. Интерференционная окраска на разрезе, параллельном плоскости оптических осей, первого порядка, маскируется собственным цветом минерала. У бесцветных разностей — темно-серая, серая, того же порядка.

Похожие минералы. Корунд, цоизит, дистен, синие амфиболы, окрашенный кордиерит. От корунда отличается двуосностью; от цоизита — по отрицательному

оптическому знаку и отсутствию спайности; от дистена и синих амфиболов — по отсутствию спайности; от кордиерита — по более высокому двупреломлению, отсутствию двойников.

Происхождение. Метаморфический. Встречается в гнейсах и сланцах в ассоциации с кордиеритом, антофиллитом, силлиманитом, шпинелью, анортитом. Редкий.

Стильпомелан — $(K, Na, Ca)_{0,3}(Mg, Fe, Al)_{3,3} \times [Si_4O_{10}][OH]_4$. Моноклиновая сингония.

Образует псевдогексагональные таблички, листочки, листоватые агрегаты. Спайность совершенная по (001) и несовершенная по (010). В шлифе окрашен в зеленый, желтый или коричневый цвет (рис. 245, 258).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Оптические константы сильно колеблются в зависимости от химического состава. У сильно обогащенных трехвалентным железом разновидностей преломление значительно повышает: $n_k = 1,576—1,735$; $N_m = 1,576—1,735$; $n_p = 1,546—1,625$; $n_k - n_p = 0,030—0,110$. Высокий рельеф, резкая шагреновая поверхность. Плеохроизм сильный; по $Ng = Nm$ — темно-зеленый, темно-оливково-коричневый; по Np — светло-желтый, золотисто-желтый. Абсорбция $Ng = Nm \gg Np$. Угасание прямое. Знак главной зоны положительный. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Угол оптических осей очень мал (до 0°). Интерференционная окраска в сечениях, параллельных плоскости оптических осей, от второго до четвертого порядка.

Похожие минералы. Биотит, хлоритоид. От биотита стильпомелан отличается менее совершенной спайностью по (001) и наличием второй, несовершенной спайности, а также желтым оттенком в окраске (по Np); от хлоритоида — меньшим углом оптических осей, прямым угасанием и более высоким двупреломлением.

Происхождение. Гидротермальный. Развит главным образом в трещинах в железных рудах в ассоциации с магнетитом, пиритом, кварцем, кальцитом.

Флогопит — $KMg_3[Si_3AlO_{10}][F, OH]_2$. Группа слюд. Моноклиновая сингония.

Встречается в виде неправильных или удлиненных по спайности листочков, чешуек, микрочешуйчатых агрегатов, реже в форме шестиугольных табличек или призматических кристаллов. Спайность весьма совершенная в

одной плоскости, по (001). Встречаются двойники. В шлифе бесцветный или окрашенный в светло-буроватый, зеленоватый, светло-коричневый цвета (рис. 246).

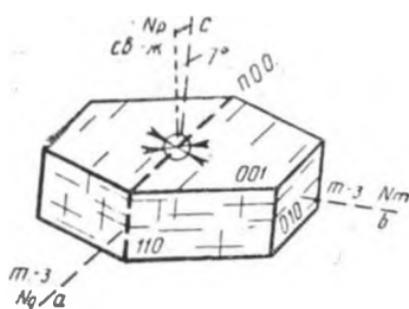


Рис. 245. Стильпномелан

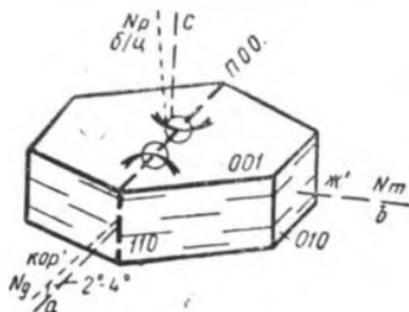


Рис. 246. Флогопит

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. Показатели преломления колеблются в зависимости от примеси железа:

Не содержит Fe	Богатый Fe
n_g 1,558 — 1,565	1,597
n_m 1,558 — 1,564	1,597
n_p 1,520 — 1,535	1,550
$n_g - n_p$ 0,038 — 0,030	0,047

Шагреневой поверхности нет, рельеф слабый. Угол угасания 0° , реже $2-4^\circ$. Знак главной зоны (удлинения) положительный. Угол оптических осей $2v$ колеблется от 0 до 20° . Дисперсия по схеме $r < v$. Плеохроизм по Ng — коричневатый, желтый; по Nm — желтоватый, красновато-бурый; по Np — бесцветный. Формула абсорбции $Ng > Nm \gg Np$. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на разрезах, перпендикулярных спайности, третьего порядка, здесь же наблюдается слабая псевдоабсорбция.

Включения. Флогопит часто содержит включения апатита, циркона, магнетита и других акцессорных минералов. Характерны игольчатые включения рутила (сагенит), турмалина или гематита, пересекающиеся под углом 60° .

Продукты замещения. Переходит в чешуйчатый агрегат талька, хлорита.

Похожие минералы. Бесцветный флогопит можно смешать с мусковитом. Отличие заключается в том, что у флогопита меньший угол оптических осей

и иной парагенезис. Окрашенный флогопит похож на биотит, но у последнего окраска более интенсивна и большее преломление.

Происхождение. В интрузивных породах встречается довольно редко (пегматиты, секущие доломитизированные известняки, серпентиниты или какие-либо другие бедные кремнеземом и железом магнезиальные породы). Распространен в метаморфических породах (сланцы, скарны и др.).

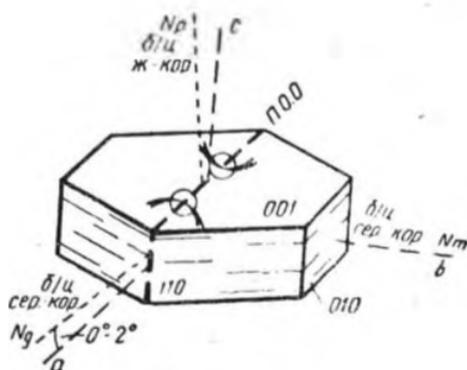


Рис. 247. Циннвальдит

Циннвальдит — $\text{KLiFeAl}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$. Группа слюд. Моноклинная сингония. Под микроскопом встречается в виде неправильных, иногда вытянутых по спайности чешуек или листочков, веерообразных агрегатов, редко в шестиугольных табличках. Спайность весьма совершенная по (001). В шлифе бесцветный или окрашенный в коричневатый цвет (рис. 247).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,573-1,588$; $n_m = 1,571-1,585$; $n_p = 1,541-1,557$; $n_g - n_p = 0,032-0,031$. Шагреневой поверхности нет, рельеф слабый. Угол угасания — $0-2^\circ$. Знак главной зоны положительный. Угол оптических осей — $2v = 10-37^\circ$. Дисперсия $r > v$, слабая. Схема абсорбции $Ng = Nm > Np$; по $Ng = Nm$ — коричневатый, серый, коричневатосерый; по Np — желтоватый, красноватый, почти бесцветный. На разрезах, перпендикулярных спайности, наблюдается слабая псевдоабсорбция и интерференционная окраска второго порядка. На срезах, параллельных спайности псевдоабсорбции нет, интерференционная окраска первого порядка. Пл. о.о. параллельна плоскости (010).

Включеня. Содержит мелкие зерна рутила, циркона, топаза, турмалина, касситерита и других акцессорных, окруженных плеохроирующими каемками.

Похожие минералы. Циннвальдит очень похож на протолитионит, однако в сходящемся свете легко от-

личается по углу $2v$. Бесцветные разности от мусковита отличаются большим углом оптических осей.

Происхождение. Первичный магматогенный минерал в оловоносных гранитах и пегматитах. Пневматолитовый в грейзенах, где находится в парагенезисе с топазом, касситеритом, вольфрамитом.

Эгирин (акмит) — $\text{NaFe}_3[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Группа пироксенов. Моноклинная сингония.

Образует призматические, восьмигранные, реже шестигранные, удлиненно-призматические, лучистые кристаллы с тупыми окончаниями (эгирин), остроконечные (акмит) и радиально-лучистые агрегаты. Часто — неправильные зерна. Спайность совершенная по (110), ясная по (010), пересекается под углом 87° . Под микроскопом имеет очень густой зеленый или травяно-зеленый цвет (эгирин), или бурый, желтовато-бурый (акмит). Двойники довольно часты. Нередко наблюдается зональное строение, причем с более светлой окраской к краям. Иногда, наоборот, в центральной части располагается бесцветная зона (рис. 248, 249).

Оптические свойства. Двуосный, отрицательный. $n_g = 1,836$; $n_m = 1,821$; $n_p = 1,776$; $n_g - n_p = 0,060$. Резкая шагреневая поверхность и высокий рельеф. Угол угасания от 0 до 8° . Знак главной зоны отрицательный. Угол оптических осей — $2v = 60 - 70^\circ$. Сильная дисперсия по схеме $r > v$. Сильный плеохроизм.

по N_g	N_m	N_p
Буровато-желтый	Желтовато-зеленый	Светло-зеленый
Желтовато-бурый	Светло-бурый	Темно-зеленый
Желтый	Травяно-зеленый	Светло-зеленый
Коричневато-желтый	Желтовато-зеленый	Зеленый

Схема абсорбции обратная роговой обманке: $N_p > N_m > N_g$. Пл. о.о. параллельна плоскости (010). Интерференционная окраска на срезах, перпендикулярных N_m , четвертого порядка, маскируется собственным цветом.

Включения. Магнетит, апатит, циркон, газовая и жидкая фазы.

Разновидности. Эгирин образует непрерывные изоморфные ряды с авгитом (эгирин-авгит), диопсидом (эгирин-диопсид), геденбергитом (эгирин-геденбергит). Урбанит — эгирин с примесью марганца и повышенным содержанием кальция и магния.

Продукты замещения. При выветривании переходит в гидроокислы железа и частично опал. В магматическую стадию может замещаться щелочным амфиболом.

Похожие минералы. От роговых обманок эгирин отличается обратной схемой абсорбции, малым углом угасания, отрицательным удлинением, высокой интерференцией и углом между трещинами спайности по призме. От похожего турмалина — двуосностью и косым угасанием.

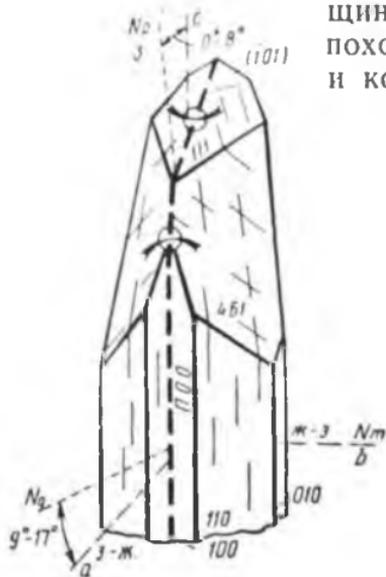


Рис. 248. Эгирин



Рис. 249. Эгирин (Эг) в щелочном граните. Ув. 64, при 1 ник.

Происхождение. Эгирин — типичный магматогенный минерал, встречающийся в богатых щелочами интрузивных и эффузивных породах (щелочные граниты, их пегматиты, нефелиновые сиениты, фонолиты, лейцитофиры и др.). Изредка может быть контактово-метаморфического происхождения.

Минералы, встречающиеся в данной группе

	Стр.		Стр.
Андалузит	167	Грюнерит	218
Астрофиллит	228	Дистен	177
Вермикулит	216	Кордиерит	180
Гётит	217	Эпидот	222

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- | | | |
|---|----------------------------|-----------------------|
| А | В | Ж |
| Авгит 120 | Вишневит 112 | Жадцит 139 |
| Адуляр 193 | Волластонит 173 | Жедрит (гедрит) 125 |
| Акмит (эгирин) 260 | Г | И |
| Аксинит 239 | Гадолинит 208 | Иддингсит 250 |
| Актинолит 240 | Гармотом 128 | Ильваит 209 |
| Алунит 91 | Гастингсит 245 | Ильменит 74 |
| Альбит 122 | Гаюин 78 | Ильменорутил 224 |
| Альмандин 85 | Геденбергит 136 | К |
| Аметиз 208 | Гематит 75 | Кальцит 110 |
| Анализим 78 | Герцинит 85 | Канкринит 111 |
| Андалузит 123, 167 | Гейландит 129 | Каолинит 179 |
| Андезин 123 | Гётит 217 | Карфолит 179 |
| Андрадит 86 | Гиалофан 174 | Касситерит 93 |
| Анортит 169 | Гигантолит 181 | Керсутит 255 |
| Антигорит 152 | Гидденит 154 | Клиногиперстен 247 |
| Антипертит 186 | Гидраргиллит (гиб-сит) 130 | Клиногумит 139 |
| Антофиллит 125 | Гидроксилapatит 105 | Клинохлор 229 |
| Апатит 105 | Гидромагнезит 131 | Клиноцоизит 140 |
| Апофиллит 91 | Гидронефелин 118 | Клиноэпстатит 166 |
| Арфведсонит 241 | Гидротерит 205 | Колумбит-танталит 230 |
| Асбест 152 | Гиперстен 246 | Корднерит 180 |
| Астрофиллит 228 | Гипс 131 | Корунд 112 |
| Б | Глаукофан 248 | Криолит 141 |
| Базальтическая рого-
вая обманка 255 | Гмелинит 132 | Криптопертит 186 |
| Барит 126 | Гранат 81 | Кристобалит 97 |
| Баркевикит 242 | Графит 77 | Кроссит 249 |
| Бастит 152 | Графитит 77 | Ксенотим 98 |
| Бейделлит 220 | Гроссуляр 82 | Куммингтонит 231 |
| Беккелит 89 | Грюнерит 218 | Кунцит 154 |
| Берилл 106 | Гумит 133 | Купферит 182 |
| Бертрандит 170 | Л | Л |
| Биотит 243 | Давин 112 | Лабрадор 142 |
| Битовнит 171 | Данбурит 175 | Лазурит 80 |
| Брейнерит 113 | Датолит 176 | Лампрофиллит 232 |
| Бронзит 229 | Десмин (стильбит) 197 | Лейкоксен 75, 156 |
| Брукит 126 | Дёдлеит 184 | Лейцит 98 |
| Брусит 92 | Диаллаг 137 | Лепидолит 219 |
| Бустамит 173 | Диаспор 134 | Лимонит 218 |
| В | Ликкит 135 | Ловенит 251 |
| Везувиан 107 | Диопсид 136 | Ломонит 182 |
| Вермикулит 216 | Дипир 108 | Лопарит 89 |
| Вёлерит 215 | Дистен (кианит) 177 | |
| | Доломит 109 | |
| | Дравит 226 | |
| | Дюмортьерит 249 | |

М

Магнезит 113
 Магнетит 73, 75
 Малакон 102
 Маргарит 183
 Маршалит 114
 Мартит 75
 Мезодиазит 104
 Мейонит 115
 Меланит 81, 87
 Мелилит 115
 Мелинофан (мелифанит) — 207
 Микроклин 184
 Мицзонит 116
 Монацит 143
 Монтичеллит 186
 Монтмориллонит 220
 Мусковит 187

Н

Накрит 190
 Натролит 144
 Нефелин 117
 Нозеан 79
 Нонтронит 220

О

Оливин 145
 Олигоклаз 190
 Омфацит 138
 Опал 82
 Оранжит 205
 Ортит (алланит) 252
 Ортоклаз 192
 Оттрелит 238

П

Парагонит 194
 Пектолит 147
 Пеннин 221
 Периклаз 83
 Перовскит 88
 Пертит 186
 Пижонит 210, 138
 Пикотит 85
 Пинит 181
 Пирит 76
 Пироп 87
 Пирротин 76
 Пирофиллит 195
 Пирохлор 88
 Плеонаст 85

Пренит 148
 Пумпеллит 233
 Пьемонтит 234

Р

Рибскит 235
 Ринколит 149
 Рихтерит 196
 Роговая обманка 254
 Родонит 149
 Розенбушит 212
 Рутил 203

С

Сагенит 204
 Салит 138
 Самарскит 77
 Санидин 193
 Сапфирин 256
 Серицит 189
 Серпентин 150
 Серпофит 152
 Сидерит 119
 Силлиманит 152
 Синтагматит 246
 Сисмондин 238
 Сколецит 196
 Содалит 80
 Спессартин 87
 Сподумен 154
 Ставролит 214
 Стекло вулканическое 83
 Стильбит (десмин) 197
 Стильпноmelан 257
 Сфен (титанит) 155

Т

Тальк 199
 Титаномагнетит 74
 Титаноморфит 156
 Томсонит 157
 Топаз 157
 Торбернит 225
 Торит 205
 Тремолит (грамматит) 200
 Тримит 96
 Турмалин 225

У

Уваровит 88
 Уралит 255

Ураноторит 205
 Урбанит 261

Ф

Фаялит 146
 Фенакит 100
 Фенгит 189
 Фергюсонит 227
 Фибролит 153
 Филлипсит 159
 Флогопит 257
 Флюорит 84
 Форстерит 146
 Фторапатит 105
 Фуксит 189

Х

Халцедон 97
 Хиастолит 168
 Хлорапатит 105
 Хлоритоид 237
 Хондродит 160
 Хризоберилл 161
 Хризотил 151
 Хромит 75
 Хромомангнетит 74

Ц

Целестин 162
 Цельзиан 162
 Циннвальдит 259
 Циркон 101
 Циртолит 102
 Цоизит 163

Ш

Шабазит 102
 Шерл 227
 Шорломит 87
 Шпинель 85
 Шунгит 77

Э

Эвдиалит 104
 Эвклаз 165
 Эвколит 104
 Эвксенит 90
 Эгирин (акмит) 260
 Элеолит 117
 Эльбаит 227
 Энстатит 165
 Эпидот (пистацит) 222
 Эпистильбит 201
 Эшинит 90

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	4
Часть I. Методика работы с поляризационным микроскопом	7
Устройство поляризационного микроскопа	7
Установка и проверка готовности микроскопа к работе	13
Работа с микроскопом	18
Исследования при одном николе	18
Исследования при скрещенных николях	28
Исследования в сходящемся свете	54
Часть II. Свойства минералов в шлифах	73
Непрозрачные минералы	73
Прозрачные минералы	78
Изотропные бесцветные минералы	78
Изотропные цветные минералы	86
Минералы бесцветные, одноосные, оптически положитель- ные	91
Минералы бесцветные, одноосные, оптически отрицатель- ные	105
Минералы бесцветные, двуосные, оптически положитель- ные	120
Минералы бесцветные, двуосные, оптически отрицатель- ные	167
Минералы цветные не плеохроичные (или слабо плеохро- ичные), одноосные, оптически положительные	203
Минералы цветные, не плеохроичные или слабо плеохро- ичные (одноосные, оптически отрицательные)	206
Минералы цветные, не плеохроичные (или слабо плеохро- ичные), двуосные, оптически положительные	208
Минералы цветные, не плеохроичные (или слабо плеохро- ичные), двуосные, оптически отрицательные	215
Минералы цветные, плеохроичные, одноосные, оптически положительные	224
Минералы цветные, плеохроичные, одноосные, оптически отрицательные	225
Минералы цветные, плеохроичные, двуосные, оптически положительные	228
Минералы цветные, плеохроичные, двуосные, оптически отрицательные	239
Алфавитный указатель	262

Цена 55 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКВА
ВЫСШАЯ ШКОЛА

