

Профессор
В. И. ЛУЧИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЯ

ТОМ

I

Госгеолиздат - 1947

Проф. В. И. ЛУЧИЦКИЙ
Действительный член Украинской Академии наук

ПЕТРОГРАФИЯ

Том первый

ШЕСТОЕ ПЕРЕРАБОТАННОЕ ИЗДАНИЕ

*Допущено
Министерством высшего образования
в качестве учебника для геолого-
разведочных институтов и геологических
специальностей других вузов*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР
Москва 1947 Ленинград



1478

В первой части книги изложены основные сведения из кристаллооптики и описаны методы петрографического исследования, главным образом оптического.

Вторая часть посвящена описанию породообразующих минералов в порядке, наиболее удобном для их определения.

В приложениях даны таблицы: Винчелла — для определения минералов и Мишель Леви — для определения силы двойного лучепреломления, а также таблицы для определения минералов по показателям преломления и силе двойного лучепреломления и таблицы микрофотографий.

Книга предназначена в качестве руководства по курсу петрографии в геолого-разведочных вузах и университетах.

Ответственный редактор *Н. А. Быховер.*

Технический редактор *Р. Арокс.*

Сдано в набор 12/VIII 1946 г.

Подписано к печати 3/VI 1947 г.

Формат 62 × 94^{1/16}.

М0 3308.

Печ. листов 20^{3/4} + 10 вкл.

Тираж 15 000.

Цена 20 р.

Заказ 3808.

Набрано в 4-ой типографии им. Евг. Соколовой треста „Полиграфкнига“ ОГИЗа при Совете Министров СССР, Ленинград, Измайловский пр. 29.

Отпечатано в типографии Картографической фабрики Госгеолиздата, Ленинград, 19 линия д. 20.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ШЕСТОМУ ИЗДАНИЮ

Шестое издание выходит в переработанном и дополненном виде в связи с теми новыми данными советской и мировой литературы, которые получены в последние годы. При переработке первого тома изложение вопросов кристаллооптики увязано с программами преподавания в высших школах СССР по специальности геологии, и в то же время введены некоторые дополнения по методике петрографических исследований, в особенности по иммерсионному методу.

Федоровский метод петрографических исследований, имеющий исключительно большое значение, разросся в крупный отдел микроскопии и широко применяется в настоящее время при самых разнообразных геологических исследованиях. В связи с этим федоровскому методу посвящено специальное руководство, которое составлено А. К. Подногиным («Микроскопическое исследование породообразующих минералов по методу Е. С. Федорова», 1937 г.). В данном же руководстве о федоровском методе сказано очень кратко.

Во второй части первого тома более наглядно, чем в предыдущем издании, расположено описание породообразующих минералов — карбонатов, полевых шпатов и др., добавлено описание ряда минералов, преимущественно щелочных и бокситовых пород.

Учебник предназначен не только для прохождения студентами полного курса петрографии, но и для дипломной и производственной практики студентов. Поэтому в ряде случаев изложение дано более подробно, чем это требуется учебными программами для курса петрографии.

Для пользования этим руководством необходимо хорошо знать основы химии и физики, в особенности оптики, а также должны быть хорошо усвоены кристаллография, минералогия, в особенности учение о силикатах.

Институт геологических наук
Академии наук СССР
9 февраля 1946 г.

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы, всестороннее изучение которых составляет предмет петрографии (литологии, петрологии), представляют собой геологически самостоятельные минеральные агрегаты более или менее постоянного минералогического и химического состава, которые входят как существенные части в состав земной коры.

Петрография ставит своей задачей изучение физических свойств горных пород, их минералогического и химического состава, строения, условий залегания в земной коре, отношений между различными породами, а также тех изменений, которые происходят в них с течением времени. Изучая все эти свойства горных пород, петрография отыскивает те законы, которые управляют происхождением горных пород, их изменениями, глубокими преобразованиями, разрушением, передвижением их элементов, в частности металлов, во все периоды жизни горных пород.

Преследуя все эти цели, петрография пользуется методами, выработанными другими родственными науками, заимствуя их из минералогии, физики, химии, геологии, последнее время широко пользуясь также методами, которые разработала физическая химия. Однако этих методов недостаточно. Поэтому петрография выработала ряд своих собственных, чисто петрографических методов в области изучения различных, преимущественно оптических свойств минералов и тех физико-химических процессов, которые происходят в горных породах. В последнее время приобрели огромное значение методы экспериментальной петрографии; методы этого рода излагаются в особой главе о физико-химических процессах, происходящих в земной коре.

Методы, которыми пользуется современная петрография, настолько разнообразны, что описание их необходимо выделить в особый отдел вместе с основами кристаллооптики; точно так же в особый отдел следует выделить описание тех минералов, которые входят в состав горных пород. Изложение петрографии тем самым распадается на четыре отдела: 1) петрографические методы исследования с изложением основ кристаллооптики, 2) пороодообразующие минералы, 3) горные породы, 4) физико-химические процессы, ведущие к образованию и преобразованию горных пород.

При изучении кристаллооптики необходимо иметь твердые и отчетливые знания основ оптики, в первую очередь законов распространения световых волн, отражения и преломления, полного внутреннего отражения; иметь ясное представление о показателях преломления, о законах прохождения световых волн через плоскопараллельные пластинки, призмы, чечевицы, иметь общее представление о поляризации света и двойном лучепреломлении

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методы исследования горных пород, которые излагаются в предлагаемом руководстве, распадаются на три группы: а) методы оптические, б) методы микрохимические, в) методы разделения минералов. Методы геологические, при помощи которых исследуются горные породы в поле, в данном руководстве не излагаются, так как изложение их входит в состав соответствующих курсов геологии, в частности полевой геологии.

ОПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Оптические методы, примененные к исследованию горных пород с большим успехом в 50-х годах прошлого столетия, совершенно преобразовали петрографию; в настоящее время они, наряду с химическим анализом, наиболее часто применяются при лабораторных исследованиях горных пород. Теперь возможно при помощи сравнительно простых приборов с большой точностью изучать оптические свойства минералов и на основании этих свойств легко, быстро и точно определять последние.

При изучении оптических свойств минералов пользуются поляризационным микроскопом, который благодаря ряду усовершенствований последнего времени и изобретению разнообразных вспомогательных приборов сделался универсальным оптическим аппаратом. С помощью поляризационного микроскопа возможно изучать оптические свойства даже мельчайших осколков минерала и получать при этом часто очень точные цифровые данные, характеризующие эти свойства.

В настоящее время кристаллооптический метод приобрел существеннейшее значение при изучении минералов как отдельно, так и в составе горных пород. При помощи этого метода изучаются явления, связанные с прохождением световых волн через минералы, обладающие кристаллическим сложением. Тем самым определяются оптические постоянные, вытекающие из законов кристаллооптики, даже в мельчайших зернах минералов. Так как эти постоянные в ряде случаев чрезвычайно характерны для каждого кристаллического вещества определенного состава и изменяются вместе с изменением последнего, то по ним мы можем определять и самое вещество, какой бы фор-

мой ни обладали его, хотя бы мельчайшие, зерна. Более того, в ряде случаев кристаллооптические методы являются единственными, при помощи которых мы можем определить минерал, даже в том случае, когда другие самые точные методы, например химические, не могут быть применены (например, определение минерала в виде микроскопически малых включений в других минералах).

В данном курсе изложены главным образом те оптические явления в кристаллах, которые имеют существенное значение в деле изучения горных пород и минералов; самое изложение приспособлено в первую очередь к тому, чтобы, ознакомившись с основами кристаллооптики, можно было, с одной стороны, легко усваивать методы петрографического исследования, с другой — используя данные кристаллооптики, применять различного рода измерительные приборы при изучении минералов, входящих в состав как горных пород, так и рудных жил, рудных скоплений и т. д.

Таким образом, кристаллооптика является в данное время подсобной научной дисциплиной, широко используемой минералогией и петрографией. Она тесно связана как с физикой, так и с кристаллографией, минералогией и петрографией.

ОСНОВЫ КРИСТАЛЛООПТ

Электромагнитные колебания. Современная оптика является частью учения об электромагнитных волнах. Отличие световых волн от других электромагнитных волн заключается в их сравнительно малой длине; световые волны, воспринимаемые нашим глазом, обладают длиной 390—760 м μ (1 м μ = 0,000001 мм).

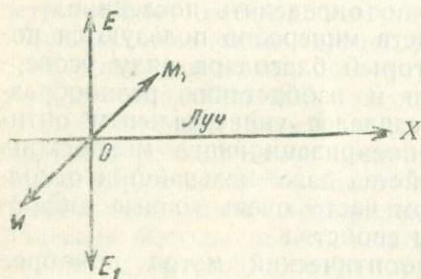


Рис. 1. Чередование напряжений (электрического и магнитного) в луче.

Согласно электромагнитной волновой теории, чередуются друг с другом два напряжения (рис. 1) — электрическое EE_1 , и магнитное MM_1 , взаимно перпендикулярные и в то же время перпендикулярные к направлению распространения световой энергии (лучу) в изотропной среде.

В дальнейшем изложении мы будем исходить из определенных упрощенных схем, имея в виду, что лучистая энергия связана с электромагнитными колебаниями; механизм этих последних может быть объяснен в значительной степени просто, если представить, что вдоль направления распространения света OX (см. рис. 1), начиная от источника его, происходят периодиче-

ские, чередующиеся друг с другом изменения напряжения электрического и магнитного поля.

Изменения электрического поля от нуля до максимального напряжения мы можем изображать в виде векторов. В таком случае для любой точки, находящейся на линии, по которой распространяются колебания, можно себе представить, что напряжение электрического поля возрастает до максимального в одну сторону от точки O (OE) и затем уменьшается до 0 и снова возрастает до максимального, но уже в другую сторону от той же точки O ($-OE_1$).

С другой стороны, одновременно происходят магнитные колебания, которые вызываются изменением напряжения магнитного поля; вектор величины этих напряжений изменяется от 0 до максимального OM в одну сторону от точки O , затем уменьшается до 0 и возрастает до $-OM_1$ в другую сторону от точки O . Колебания того и другого векторов изменяются одновременно, но направления их в изотропной среде всегда остаются взаимно перпендикулярными и к лучу и друг к другу. В дальнейшем мы будем иметь в виду только электрический вектор. Такое упрощенное представление о свете вполне достаточно для практического использования при дальнейшем изучении оптических явлений, наблюдаемых в кристаллах.

Гармонические колебания. Гармоническим колебанием называется простое периодическое движение, которое совершенно тождественно колебательному движению по диаметру проекции точки, равномерно движущейся по окружности (рис. 2).

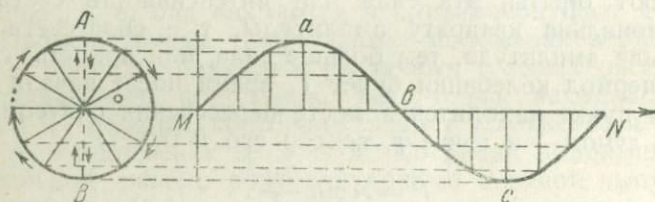


Рис. 2. Гармоническая кривая движения точки по кругу в комбинации с движением по прямой линии.

Вообразим себе, что по окружности, носящей название вспомогательной, с диаметром AB равномерно движется точка; при этом радиус OA равен вектору максимального напряжения. Это круговое движение мы можем проектировать на линию AB , перпендикулярную к лучу MN .

Если точка движется по окружности в направлении по часовой стрелке, момент прохождения ее через точку A будет проектироваться на прямую AB в точке A . После этого точка проекции будет двигаться вниз с постепенным замедлением движения. Достигнув точки B на окружности, точка будет проектиро-

ваться здесь при минимальной скорости ее, равной 0. На той части окружности, которая находится между A и B , точка проекции будет двигаться с увеличивающейся скоростью, наибольшей в точке O на проекции, и т. д.

Точка проектируется на вертикальную линию AB , проходя, наподобие маятника, с наибольшей скоростью через точку O и с наименьшей в точках A и B .

Если точка одновременно движется параллельно линии MN , проекция точки на плоскость чертежа дает синусоиду в виде волны, длина которой равняется величине, обозначенной буквой λ .

Время, в течение которого происходит полный оборот колеблющейся точки по окружности или же полное колебание ее, носит название периода колебания; обозначаем его через T .

Величина $\frac{1}{T}$, обратная периоду колебаний, представляет собой частоту колебаний; от нее зависит окраска света: для фиолетового цвета она около $754 \cdot 10^{12}$ в сек., для красного — около $349 \cdot 10^{12}$ в сек.

Направление, по которому передается световая энергия, называется световым лучом. Напряжение в этом луче, изображенное наибольшим вектором, т. е. наибольшее отклонение колеблющейся точки от точки O до точки A , равное радиусу вспомогательной окружности, носит название амплитуды колебания.

Размер амплитуды, обозначаемой буквой A , зависит от интенсивности электрических напряжений, т. е. от силы света. Как показывают опыты, эта сила или интенсивность света прямо пропорциональна квадрату амплитуды, т. е. сила света $I = cA^2$. Чем больше амплитуда, тем больше сила, или яркость, света.

Если период колебания будет T , время после начала его — t , исходный пункт находится в месте пересечения синусоидальной кривой с лучом — в точке p , вектор его P будет:

$$P = A \sin \frac{2\pi t}{T}.$$

Величина P изменяется следующим образом в зависимости от соответствующих величин:

| t | P |
|----------------|------|
| 0 | 0 |
| $\frac{T}{4}$ | A |
| $\frac{T}{2}$ | 0 |
| $\frac{3T}{4}$ | $-A$ |
| T | 0 |

и т. д.

То угловое отклонение от первоначального положения, которое в данный момент занимает точка, называется фазой колебания. При круговом движении фаза может быть обозначена в виде угловых расстояний φ от точки равновесия до места нахождения точки в данный момент. Величина угла φ определяет положение точки в любой момент времени колебания. В течение времени T (период колебания) точка пройдет окружность в 360° , т. е. расстояние, равное 2π ; в течение времени t она пройдет часть окружности с углом φ ; в таком случае мы получаем отношение следующего вида:

$$\varphi : 2\pi = t : T,$$

откуда

$$\varphi = \frac{2\pi t}{T}.$$

Если нам известна величина φ , мы будем знать положение точки, направление ее движения на окружности и на проекции и скорость ее движения.

Представим себе, что по направлению луча располагается ряд точек на равных расстояниях одна от другой. Первая из этих точек совершает свое полное колебание.

Это колебание передается каждой следующей точке (второй, третьей, четвертой и т. д.) с некоторым запозданием, которое увеличивается по мере увеличения расстояния от первой точки. На некотором расстоянии от первой точки найдем точку, которая, после того как первая закончила свое колебание, находится в исходном положении (в нулевом положении); в следующий момент она должна двигаться по тому же направлению, что и первая точка, т. е. она находится в одинаковой фазе с первой точкой. Промежуточные точки займут положения в различных фазах, т. е. будут находиться в различных угловых расстояниях от первоначального положения. Так, точка, находящаяся на расстоянии $\frac{1}{4}$ периода колебания, займет положение a , на расстоянии $\frac{1}{2}$ — положение b , и т. д. Соединяя положения этих точек сплошной линией, получаем кривую с одной выпуклой и одной вогнутой частями, т. е. волну, имеющую вид синусоиды.

Расстояние между точками M и N на линии распространения колебания (светового луча), находящимися в одинаковом положении или в одинаковых фазах, разделенными выпуклостью и впадиной, носит название длины волны и обозначается буквой λ . Расстояние между двумя точками, находящимися в таком положении, что в следующий момент точки должны двигаться в противоположные стороны, или находящимися в противоположных фазах ($\varphi = 180^\circ$), равно полуволне и обозначается, очевидно, $\frac{\lambda}{2}$.

Скорость распространения света равна около $3 \cdot 10^5$ км/сек. Наблюдаемый нами белый свет — в действительности свет слож-

ный; совокупность всех цветов спектра производит впечатление белого света. Длина волн для воспринимаемых нашим глазом различных цветов спектра колеблется примерно от 760 $m\mu$ для крайнего красного цвета до 390 $m\mu$ для крайнего фиолетового цвета. Заметим, что длина волны красного цвета почти равна длине двух волн фиолетового цвета; излучения с большей или меньшей длиной волны наш глаз не воспринимает.

Для различных линий Фраунгофера длина волны следующая:

| Линия Фраунгофера | Цвет | Длина волны в $m\mu$ |
|-------------------|-----------------------|----------------------|
| A | Красный | 760 |
| C | Красно-оранжевый . . | 656 |
| D | Желтый (пары натрия) | 589 |
| E | Зеленый | 517 |
| F | Синий | 486 |
| G | Фиолетово-синий . . . | 430 |
| H | Фиолетовый | 410 |
| I | " | 396 |
| K | Крайний фиолетовый . | 393 |

Указанная выше скорость распространения света характерна для пустоты. Скорость света для лучей различной длины в пустоте одинакова. В случае присутствия газообразного, жидкого или твердого вещества скорость света для лучей различной

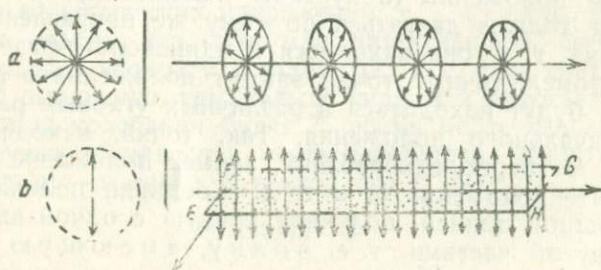


Рис. 3. Колебания луча обыкновенного и плоскополяризованного света.

длины может меняться. В течение периода T колебание распространяется на расстояние λ ; следовательно, скорость $v = \frac{\lambda}{T}$; при постоянном T величины λ и v зависят от среды.

Число колебаний n в секунду обратно пропорционально скорости света: $n = \frac{1}{v}$. В то же время, скорость света v величина, обратно пропорциональная показателю преломления: $v = \frac{c}{n}$.

Обыкновенный и поляризованный свет. Обыкновенный свет характеризуется тем, что в луче, по которому распространяются световые колебания, эти последние происходят перпендикулярно к лучу и в то же время меняют свои направления в каждый следующий момент в плоскости, оставаясь перпендикулярными к лучу во всех возможных азимутах (рис. 3а).

Если колебания происходят в данном луче в одной только плоскости, он носит название луча плоскополяризованного. Плоскость, в которой происходят колебания, называется плоскостью колебаний; плоскость $EFCH$, перпендикулярная к плоскости колебаний, носит название плоскости поляризации. Эта последняя совпадает с плоскостью магнитного вектора, электрический — перпендикулярен к ней (рис. 3б). Может быть случай, когда колебания происходят по кругу или по эллипсу вокруг луча; в таком случае мы имеем дело с круговой и эллиптической поляризацией света.

Особенно большое значение имеет плоскополяризованный свет.

Интерференция световых волн. Наиболее простым случаем, обычно наблюдаемым при изучении оптических свойств кристаллов, является интерференция двух волн плоскополяризованного света, имеющих одинаковую длину.

Пусть по одному и тому же направлению распространяются две волны плоскополяризованного света, колеблющиеся в одной плоскости, из которых одна отстает от другой на целую волну λ или на целое число волн (рис. 4а), другими словами, на четное число полуволн $\frac{2n\lambda}{2}$. В силу того, что фазы колебаний обеих

волн одинаковы во всех тех точках, в которых они взаимодействуют, они дают новую волну, амплитуда которой получается путем сложения амплитуд A_1 и A_2 этих двух слагающих волн; следовательно, суммарная амплитуда новой волны будет: $R = A_1 + A_2$. Другими словами, обе волны усиливают одна другую.

Если из двух волн одна отстает от другой на полволны или нечетное число полуволн $(2n + 1) \frac{\lambda}{2}$, волны интерферируют с противоположными фазами, и результирующая амплитуда их будет равна разности между амплитудами интерферирующих волн, т. е. $R = A_1 - A_2$. Если волны обладают одинаковыми амплитудами (одинаковой интенсивностью), конечная амплитуда R будет $A_1 - A_2 = 0$, т. е. свет гаснет (рис. 4 б). Если амплитуды не равны, получается новая волна с амплитудой, равной разности слагающих амплитуд.

Если одна волна отстает от другой на часть волны λ , не равную целой волне или полуволне, получается путем сложения в каждой отдельной точке двух волн синусоидальная кривая;

эта волна несколько смещена, амплитуда ее равна сумме амплитуд слагающих волн в определенных точках; отклонение точек от положения равновесия в каждой из волн не является максимальным, т. е. получается яркость волны, промежуточная между максимальной и нулевой (рис. 4с).

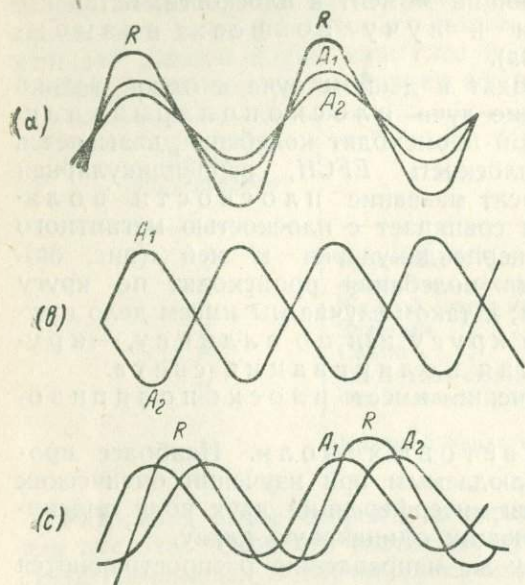


Рис. 4. Интерференция волн с разностями фаз:

a) λ — амплитуды разные, конечная волна с амплитудой R ; б) $\frac{1}{2}\lambda$ — амплитуды одинаковые; в) $< \lambda$ — амплитуды одинаковые, конечная волна с амплитудой R .

вычисления суммарного колебания, его амплитуды, при интерференции двух волн разной амплитуды и равной длины, распространяющихся по одному направлению, необходимо применение геометрического вывода. При этом мы исходим из того, что интерференцию двух волн мы можем рассматривать как сложение двух гармонических колебаний.

Пусть эти два гармонических колебания (рис. 5) происходят по кругам, описанным вокруг точки O радиусами, равными амплитудам этих колебаний: $Oa_1 = b_1$ и $Oa_2 = b_2$. Фазы первого и второго колебаний будут φ_1 и φ_2 . Проектируем эти колебания на вертикальную линию, которая проходит через точку O . Получаем проекции этих колебаний на этой линии в точках c_1 и c_2 , т. е. проекции амплитуд Oc_1 и Oc_2 . Проекция суммарной амплитуды будет $Oc = Oc_1 + Oc_2$.

Для нахождения суммарной амплитуды $OA = R$ и ее положения из точки a_1 проводим линию a_1A , параллельную линии Oa_2 и равную ей. Линия OA и будет искомой суммарной амплитудой.

Таким образом, при интерференции двух плоскополяризованных лучей с волнами одинаковой длины и со взаимно параллельными плоскостями поляризации, интенсивность света может колебаться в зависимости от того, отстает ли одна волна от другой на четное или нечетное число полуволн, от максимальной в первом случае до минимальной, равной нулю, во втором случае.

Вывод интерференции двух волн.

Графическое построение сложения двух волн очень удобно, наглядно и просто. Однако точность его только приближительная. Для точного

Для определения ее величины мы рассмотрим треугольник Aa_1O :

$$Aa_1O = 180^\circ - (a_1OA + a_1AO);$$

$$a_1AO = AOa_2;$$

$$AOa_2 + a_1AO = \varphi_1 - \varphi_2;$$

$$Aa_1O = 180^\circ - (\varphi_1 - \varphi_2)$$

или:

$$R^2 = b_1^2 + b_2^2 + 2b_1b_2 \cos(\varphi_1 - \varphi_2).$$

Этой формулой мы и пользуемся для вывода величины амплитуды при явлениях интерференции.

В том случае, когда плоскости поляризации двух плоскополяризованных лучей взаимно перпендикулярны, а их разность фаз равна $\frac{\lambda}{2}$, получаются круговые колебания.

Кристаллы оптически изотропные. В кристаллах кубической сингонии строение тождественно в трех взаимно перпендикулярных направлениях (a , b и c). В тесной связи с этим оптические свойства кристаллов кубической сингонии должны быть совершенно одинаковы по всем трем направлениям, как и другие физические свойства их, обладающие также более высокой степенью симметрии, чем соответствующие им геометрические свойства.

Некоторые из этих свойств, в том числе проявления напряжений и связанные с ними скорости распространения световых колебаний по кристаллографическим осям a , b и c и во всех остальных направлениях, показатели преломления, обратно пропорциональные скоростям, обладают одинаковыми величинами.

Следовательно, для кристаллов кубической сингонии, как и веществ аморфных, характерны одна скорость лучей и один показатель преломления.

Тела, обладающие одним показателем преломления, носят название тел оптически изотропных. К ним принадлежат, кроме кристаллов кубической сингонии, также тела аморфные. К числу минералов изотропных, кристаллизующихся в кубической сингонии, принадлежат плавиковый шпат, нозеан, гаюин, содалит, гранат, шпинель и др.

Кристаллы оптически анизотропные. Кристаллы всех остальных сингоний — тетрагональной, гексагональной, ромбической, моноклинной, триклинной — отличаются тем, что структура их изменяется с направлением, поэтому изменяются и физические свойства их, в том числе и оптические.

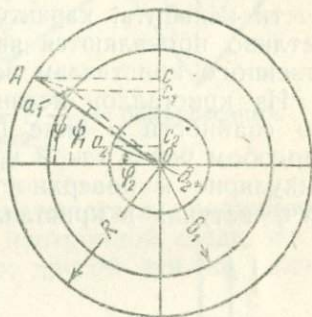


Рис. 5. Вывод интерференции двух волн.

Кристаллы, преломляющие неодинаково лучи, идущие в различных направлениях, называются анизотропными. Так как одновременно происходит раздвоение лучей, т. е. двойное лучепреломление, они носят также название двупреломляющих.

Огромное число минералов, входящих в состав пород, кристаллизуются в указанных выше пяти сингониях и потому относятся к анизотропным или двупреломляющим.

Двойное лучепреломление в исландском шпате. Явления анизотропии и двупреломления особенно хорошо проявляются в кристаллах исландского шпата. Кристаллы исландского шпата, воднопрозрачной и бесцветной разновидности кальцита, характеризуются тем, что в них особенно отчетливо проявляются явления двойного лучепреломления, свойственного кристаллам всех сингоний, кроме кубической.

Из кристаллов исландского шпата легко получать обломки по спайности в виде ромбоэдров. Пропуская тем или иным способом через такой кристалл луч света, направленный перпендикулярно к поверхности ромбоэдра, можно видеть, что этот луч, вступая в кристалл, распадается на два луча (рис. 6а).

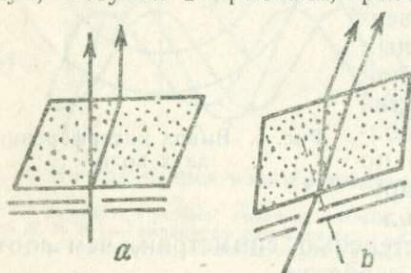


Рис. 6. Двупреломление в ромбоэдре кальцита.

Один проходит, не изменяя своего направления, через кристалл и по тому же направлению выходит из него. Другой луч отклоняется от перпендикуляра падения на некоторый угол; внутри кристалла он идет по прямому направлению; выходя из кристалла, он преломляется вторично и идет параллельно первому лучу.

То же самое происходит и при падении луча света под косым углом к поверхности ромбоэдра ((рис. 6б).

Оба луча располагаются в главной плоскости кристалла, т. е. в плоскости, проходящей через вертикальную ось кристалла и короткую диагональ ромбической плоскости ромбоэдра.

Если через кристалл исландского шпата рассматривать маленькое отверстие в экране или точку на бумаге, то, благодаря явлению двойного лучепреломления, мы увидим изображения двух отверстий, расположенных одно относительно другого на тем большем расстоянии, чем толще ромбоэдр.

При пропускании луча через кристалл в любом направлении получаются два луча, за исключением одного направления, идущего по вертикальной оси с кристалла, по которому проходит только один луч. Из двух лучей, идущих по остальным направлениям, один подчиняется обычным законам преломления света; он во всех направлениях обладает одним и тем же показателем преломления, т. е. распространяется с одинаковой ско-

ростью. Другой луч меняет показатель преломления: он обладает наименьшим показателем преломления тогда, когда проходит перпендикулярно к вертикальной оси кристалла исландского шпата, и наибольшим, когда он идет параллельно вертикальной оси. При вращении ромбоэдра исландского шпата вокруг перпендикуляра к его плоскости одно изображение остается на месте, другое вращается вокруг него (рис. 7).

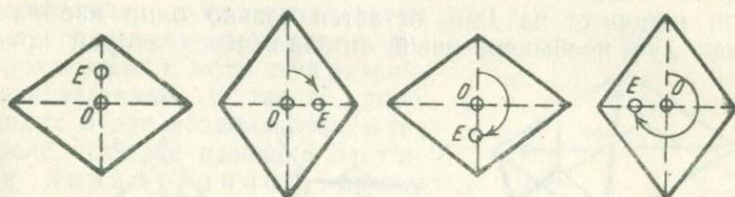


Рис. 7. Двупреломление в ромбоэдре кальцита: O — луч обыкновенный, E — луч необыкновенный.

Тот луч, который проходит через кристалл, подчиняясь обычным законам преломления света в изотропной среде, носит название обыкновенного луча — o ; другой луч, не подчиняющийся этим законам, называется лучом необыкновенным — e .

При опытах с двумя равной толщины ромбоэдрическими кристаллами исландского шпата получают следующие результаты. Если два таких ромбоэдра наложить один на другой во взаимно параллельном положении и рассматривать небольшое отверстие в экране, можно увидеть два изображения, расположенные на расстоянии в два раза большем, чем если рассматривать отверстие через один ромбоэдр (рис. 8 и 10а).

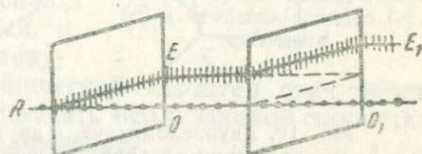


Рис. 8. Двупреломление в двух взаимно параллельно ориентированных ромбоэдрах кальцита.

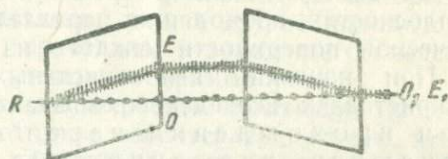


Рис. 9. Двупреломление в двух повернутых на 180° друг по отношению к другу ромбоэдрах кальцита.

При повороте одного из ромбоэдров по отношению к другому на угол 45° видно, что вместо двух изображений отверстия появляются четыре, так как каждое из двух изображений, полученных при прохождении лучей через первый кристалл, после прохождения лучей через второй кристалл раздваивается. Луч обыкновенный, вступая во второй ромбоэдр и раздваиваясь

в нем, дает два луча — обыкновенный и необыкновенный. Луч необыкновенный *e*, проходя через второй ромбоэдр, в свою очередь раздваивается на два луча — обыкновенный для второго ромбоэдра и необыкновенный для него (рис. 10*b*).

При дальнейшем повороте лучи постепенно ослабевают и при повороте второго ромбоэдра на 90° остаются только два луча (10*c*); при повороте на 135° снова получается четыре изображения (рис. 10*d*).

При повороте на 180° остается только одно изображение, так как луч необыкновенный, пройдя через второй кристалл,

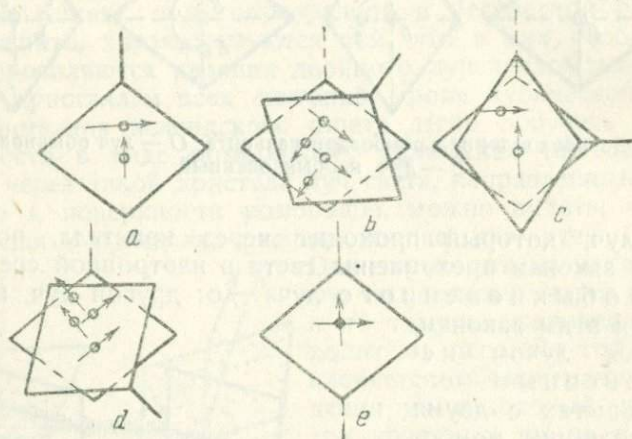


Рис. 10. Двупреломление в двух ромбоэдрах кальцита при вращении их друг относительно друга от 0 до 180° .

преломляется по выходе из него в обратном направлении и сливается с лучом обыкновенным (рис. 9 и 10*e*).

Во всех случаях изображения располагаются симметрично в плоскостях, проходящих параллельно короткой диагонали ромбической поверхности каждого из ромбоэдров.

При изучении вышеописанных явлений лучепреломления в кристаллах исландского шпата мы приходим к выводу, что при прохождении через него одного луча получаются два луча, оба плоскополяризованные и обладающие взаимно перпендикулярными плоскостями поляризации со взаимно перпендикулярными направлениями колебаний.

Из этих колебаний одно (*o*) происходит параллельно длинной диагонали ромба или, что то же, перпендикулярно к вертикальной оси кристалла, другое (*e*) образует с этой осью косой угол (рис. 11).

Кристаллографически эти два направления в кристаллах гексагональной сингонии, в которой кристаллизуется исланд-

ский шпат, совершенно различны. Это обусловлено тем, что структура кристаллов такого рода в двух взаимно перпендикулярных направлениях, именно по оси вертикальной и перпендикулярной к ней, горизонтальной, различна по той причине, что расположение частиц по этим двум направлениям различно. Среда, образованная частицами вещества, влияет на электромагнитное поле, поэтому скорость распространения света, зависящая от состояния этого поля, и показатели преломления лучей, проходящих в этих двух различных направлениях, в такого рода кристаллах будут неодинаковы. В такой среде, носящей название оптически анизотропной, происходят явления поляризации, которые мы наблюдали в исландском шпате.

Если в такую среду перпендикулярно к пластинке, вырезанной из исландского шпата параллельно вертикальной оси, войдет луч обыкновенного света, колебания, происходящие в этом свете, будут происходить по двум направлениям: по направлению, параллельному вертикальной оси, и по направлению, к нему перпендикулярному. Так как кристаллографический характер этих направлений неодинаков, лучи будут обладать неодинаковой скоростью и различными показателями преломления.

Если пластинка вырезана косо к вертикальной оси (как, например, направление плоскости ромбоэдра исландского шпата, образующей косою угол с вертикальной осью), то в ней найдем те же два взаимно перпендикулярных направления, из которых одно перпендикулярно к вертикальной оси, а другое находится в плоскости главного сечения кристалла, проходящего через вертикальную ось, и образует с первым прямой угол.

В каком бы направлении мы ни вырезали пластинку, кроме одного, получают два луча, которые характеризуются тем, что один из них всегда колеблется перпендикулярно к вертикальной оси, другой — обычно косо к ней и лишь в пластинках, вырезанных параллельно этой оси, параллельно ей. Во всех направлениях, кроме одного, происходит двойное лучепреломление.

Исключение составляет случай, когда пластинка вырезана перпендикулярно к вертикальной оси, и луч направлен перпендикулярно к пластинке. Луч встречает среду, одинаковую в оптическом отношении во всех возможных направлениях, перпендикулярных к вертикальной оси; луч обыкновенного света проходит в таком направлении без изменения своих свойств и выходит в виде луча обыкновенного света. Направление

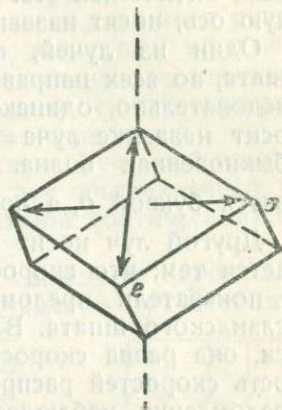


Рис. 11. Направления колебаний луча обыкновенного (o) и необыкновенного (e) в кальците.

в кристалле, по которому лучи проходят, не испытывая двойного лучепреломления, носит название оптической оси.

В кристаллах тетрагональной и гексагональной сингоний, в частности в кристалле исландского шпата, имеется только одна такая оптическая ось. Кристаллы, имеющие только одну оптическую ось, носят название оптически одноосных.

Один из лучей, проходящих через кристалл исландского шпата, во всех направлениях обладает одинаковой скоростью и, следовательно, одинаковым показателем преломления. Такой луч носит название луча обыкновенного. Ему соответствует обыкновенная волна. Скорость его распространения обозначается буквой o , а показатель преломления — N_o ; $o = \frac{1}{N_o}$.

Другой луч носит название необыкновенного и отличается тем, что скорость его распространения, а следовательно и показатели преломления, меняются в различных разрезах исландского шпата. В разрезах, перпендикулярных к оптической оси, она равна скорости луча обыкновенного; наибольшая разность скоростей распространения, а следовательно и показателей преломления, наблюдается при прохождении этого луча перпендикулярно к оптической оси, когда колебания его происходят параллельно оптической (вертикальной) оси. Такой луч с непостоянными скоростью распространения и показателями преломления носит название луча необыкновенного. Скорость распространения его волны, наиболее отличающейся от скорости распространения волны обыкновенной, обозначается буквой e , а соответствующий этой скорости показатель преломления — N_e ; $e = \frac{1}{N_e}$ *.

Двойное лучепреломление в турмалине. Таким же двойным лучепреломлением обладают и другие минералы всех других сингоний, кроме кубической; в кристаллах всех этих сингоний вследствие различного строения этих кристаллов по различным направлениям происходит двойное лучепреломление. Среди этих минералов мы можем подыскать такие, в которых более легко выделяется один из лучей. Одним из таких минералов является турмалин или шерл, более темноокрашенные темнокоричневые или темнозеленые разновидности его.

Если вырезать из темноокрашенного турмалина две пластинки параллельно вертикальной, т. е. оптической оси его, и наложить эти пластинки, просвечивающие зеленым или коричневым цветом, одну на другую взаимно параллельно, то они будут просвечивать более темным цветом, как и вдвое более толстая пластинка, вырезанная тем же способом из того же мине-

* В литературе применяются также и другие обозначения: n_e , n и o вместо N_e и n_o , ρ и ω вместо N_o ; $\alpha = N_p = n_\alpha$; $\beta = N_m = n_\beta$; $\gamma = N_g = n_\gamma$.

рала. Если повернуть одну пластинку относительно другой на 90° , то та часть одной из пластинок, на которую налегает другая, почти не будет пропускать света. Это обусловлено тем, что в пластинке турмалина возникают два плоскополяризованных луча, из которых один поглощается, другой проходит. Если мы, зная направление колебаний лучей обыкновенного и необыкновенного в исландском шпате, будем рассматривать через турмалиновую пластинку два луча, выходящие из исландского шпата, то увидим следующее: обыкновенный луч, вышедший из ромбоэдра исландского шпата, гасится тогда, когда направление колебаний в нем перпендикулярно к вертикальной оси турмалиновой пластинки; необыкновенный луч при этом не погасает.

Следовательно, в турмалиновой пластинке луч необыкновенный проходит через нее, в то время как луч обыкновенный, колеблющийся перпендикулярно к вертикальной (оптической) оси турмалина, поглощается минералом.

Турмалин, таким образом, обладает свойством пропускать только один плоскополяризованный луч, именно луч необыкновенный, и поглощать другой — обыкновенный луч; следовательно, он может служить нам тем прибором, который дает возможность изучать различные явления поляризации и двойного лучепреломления. Свет, проходящий через такой турмалин, однако, несколько окрашен благодаря окраске самого минерала.

Построения Гюйгенса для оптически изотропных и анизотропных кристаллов. При определении направлений преломления лучей удобно применять построения Гюйгенса, основанные на относительных скоростях света в пустоте или воздухе и в кристалле. Наиболее просто построение в изотропной среде, более сложно оно в анизотропных кристаллах.

Построение направлений преломленных лучей в изотропной среде следующее (рис. 12). Пучок взаимно параллельных лучей падает на поверхность, разделяющую две среды: одну, в которой свет распространяется с большей скоростью, равной V , другую — с меньшей скоростью V_1 . Падая под косым углом к разделяющей плоскости AE_1 , лучи достигают в данный момент плоскости $ABCDE$, перпендикулярной к лучам. Луч A , достигнув плоскости AE_1 , распространяется во второй среде со скоростью V_1 , в то время как луч E достигает только точки E_1 . Проводим полуокружности радиусами, пропорциональными расстояниям, проходимым во второй среде со скоростью V_1 . Проведя касательную плоскость к этим полуокружностям в точках E_1, D_1, C_1, B_1, A_1 , получаем направляющую

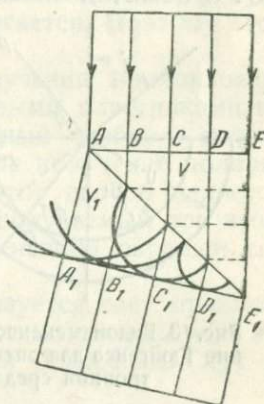


Рис. 12. Построение Гюйгенса для оптически изотропной среды.

плоскость, перпендикулярно к которой распространяются преломленные лучи во второй среде.

Это построение можно заменить более простым (рис. 13), на котором AB — разделяющая две среды плоскость. Луч падает косо на разделяющую плоскость в точке A . В первой среде скорость света V , во второй V_1 . Из точки A описываются полуокружности с радиусами, пропорциональными V и V_1 , направляющая плоскость AP . Луч продолжают до пересечения с полуокругом радиуса V в точке C , и к этой точке проводят касательную CB . Из точки B проводят касательную BD к полуокружности радиуса V_1 . Линия AD — направление преломленного луча.

Получение плоскополяризованного света при отражении и преломлении. Наиболее просто получать плоскополяризованный свет путем отражения и преломления.

При исследовании луча, отраженного от поверхности того или иного тела, можно видеть, что луч этот плоско поляризован, причем плоскость поляризации луча отраженного лежит в плоскости падения этого луча.

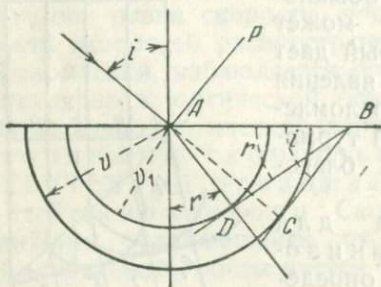


Рис. 13. Видоизмененное построение Гюйгенса для оптически изотропной среды.

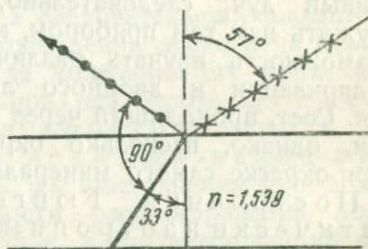


Рис. 14. Поляризация при отражении и преломлении.

Убедиться в том, что этот луч поляризован именно в указанной плоскости, можно, рассматривая отражение от плоскости (полированного стола, подоконника, какой-либо иной блестящей поверхности и т. д.) через турмалиновую пластинку. Мы увидим, что, когда вертикальная ось турмалиновой пластинки перпендикулярна к плоскости падения отраженного луча, отражение от плоскости ясно видно; если же повернуть пластинку на 90° , отражение исчезает.

Луч преломленный также поляризован, но в плоскости, перпендикулярной к плоскости падения; следовательно, в луче преломленном колебания происходят в плоскости падения, плоскость поляризации перпендикулярна к ней.

При отражении и преломлении происходит только частичная поляризация света, причем направления колебаний в лучах отраженном и преломленном взаимно перпендикулярны. Направления колебаний в луче преломленном параллельны плоскости падения, в отраженном — перпендикулярны к ней (рис. 14).

Наибольшая поляризация света при отражении, как показал Брюстер, получается тогда, когда лучи отраженный и преломленный образуют прямой угол друг с другом (закон Брюстера). Согласно закону Снелля и Декарта, показатель преломления равен:

$$n = \frac{\sin i}{\sin r}.$$

Так как в данном случае $r = 90^\circ$, $\sin r = \sin(90^\circ - i) = \cos i$, получаем:

$$n = \frac{\sin i}{\sin r} = \operatorname{tg} i,$$

т. е. тангенс угла падения равен показателю преломления данной среды.

Как при отражении, так и при преломлении происходит только частичная поляризация света. Степень ее может быть увеличена в том случае, когда мы берем большее или меньшее количество стеклянных пластинок, наложенных одна на другую. Однако полная поляризация света не достигается. Поэтому этот метод в настоящее время не применяется.

Турмалиновые щипцы. Для получения поляризованного света можно пользоваться турмалиновыми пластинками, из которых устроен простейший поляризационный прибор — турмалиновые щипцы. Однако, несмотря на легкое получение поляризованного света при помощи турмалина, этот способ является мало совершенным и удобным потому, что получаемый при этом поляризованный свет более или менее интенсивно окрашен соответственно окраске самого турмалина.

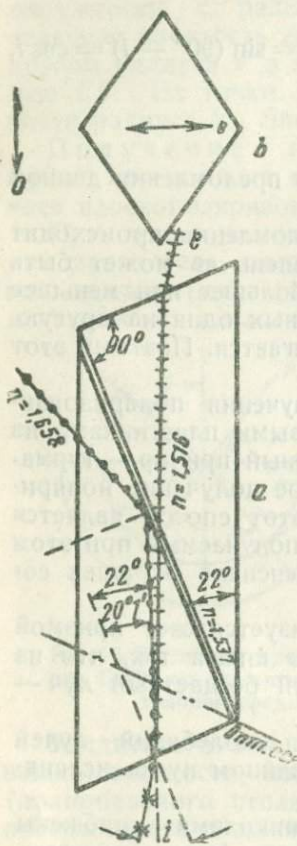
Призма Николя. Полностью поляризуется свет призмой Николя, которая построена из исландского шпата так, что из нее выходит один плоскополяризованный бесцветный луч — именно луч необыкновенный.

Взаимно перпендикулярные направления колебаний лучей обыкновенного o и необыкновенного e в спайном куске исландского шпата видны на рис. 15.

Этими призмами Николя или просто «николями» снабжены поляризационные микроскопы; «николи» могут быть сконструированы различными способами.

Устройство призмы Николя следующее. Берется выбитый по ромбэдрической спайности кусок совершенно прозрачного исландского шпата, длина которого приблизительно в три раза больше диагонали поперечного сечения ее. Получается как бы призма (рис. 15а), концы которой имеют форму ромба (рис. 15б), в котором параллельно короткой диагонали происходят колебания луча необыкновенного. Угол, который образует короткая диагональ этой плоскости с длинным ребром куска, равен $70^\circ 52'$. Эти плоскости шлифуются так, чтобы вместо этого угла получить угол 68° ; после этого в направлении, перпендикулярном к шлифованной плоскости, проводят раз-

рез и обе половины склеивают канадским бальзамом. Луч обыкновенного света, входя в такую призму, распадается на обыкновенный луч o — с показателем преломления $N_o = 1,6585$ и необыкновенный e — с показателем преломления N_e , для данного направления равным $1,5159$. Так как показатель преломления канадского бальзама равен приблизительно $1,537$, то луч обыкновенный o , падая на слой канадского бальзама под углом (в данном случае) $69^\circ 59'$, испытывает полное внутреннее отражение, так как при показателях преломления двух сред — одной $1,6585$, другой $1,55$ — угол полного внутреннего отражения равен $68^\circ 12'$. Поэтому луч обыкновенный испытывает полное внутреннее отражение и поглощается черной обоймой призмы Николя. Луч необыкновенный e подходит к поверхности канадского бальзама под углом 68° , проходит, почти не смещаясь, через слой канадского бальзама, так как показатель преломления необыкновенного луча, идущего в призме по этому направлению, почти равен показателю преломления канадского бальзама, и затем выходит из призмы Николя в виде плоскополяризованного луча. Колебания этого луча происходят в направлении короткой диагонали ромбического сечения призмы. Отверстие призмы (т. е. угол между крайними полностью поляризованными лучами, выходящими из призмы) равно 21 — 25° .



15. Рис. Поляризация в призме Николя.

Главными недостатками призмы Николя описанной конструкции являются: а) косое положение ее основания, обуславливающее то, что пучок лучей по выходе его из призмы испытывает неодинаковое преломление в различных своих частях, и поэтому одна часть поля зрения освещается несколько больше, чем другая, кроме того, несколько искажается форма наблюдаемых сквозь нее предметов; б) необходимость употреблять для получения большого поля зрения сравнительно крупные куски исландского шпата — минерала редкого и дорогого. Поэтому были сделаны многочисленные попытки заменить эту конструкцию другими.

Одной из наиболее удачных конструкций является призма Гартнака и Празмовского (1866), которая теперь часто применяется. Устройство ее, как видно на рис. 16, приблизительно то же, что и вышеописанной призмы; отличие ее заключается

в том, что разрез через призму с прямыми основаниями проходит перпендикулярно к оптической оси исландского шпата. Ее преимущество перед первой призмой Николя, между прочим, заключается в том, что конечные плоскости призмы перпендикулярны к длине ее. Отверстие этой призмы в том случае, когда она склеена канадским бальзамом, достигает $21^{\circ}47'$; если же канадский бальзам заменен льняным маслом — $25^{\circ}41'$.

Призма Аренса. Призма Аренса (1866) (рис. 17) отличается от остальных призм тем, что в ней имеются два разреза под углом один к другому в 32° ; получающиеся при этом три призмы склеены канадским бальзамом. Оптическая ось перпендикулярна к длинной стороне основания; следовательно, оптическая ось в то же время параллельна этому основанию. При том же отверстии, как и в призме Николя, именно около 28° , она отличается значительно меньшей длиной; при увеличении ее длины отверстие может достигнуть $40^{\circ}48'$. Ее сечения перпендикулярны к оси микроскопа. Для изготовления ее требуется меньше кальцита, чем для других призм. Тот недостаток, что в основании ее имеется спай трех кусков кальцита, в значительной степени устраняется тем, что к основанию призмы при помощи канадского бальзама приклеивается покровное стеклышко, благодаря чему спай становится почти совершенно незаметным.

В призме Глана имеются воздушные прослойки вместо канадского бальзама.

Поляриды. В 1852 г. Вильям Герпат описал сильно поглощающие свет кристаллы йодоконхинодинсульфата. Кристаллы его обладают очень интенсивной абсорбцией по одному направлению и почти вовсе не абсорбируют по другому, напоминая в этом отношении турмалин. Это вещество называют также искусственным турмалином, другое название — герпатит (в честь того, кто его открыл).

В последнее время были изготовлены прозрачные пленки, содержащие мелкие кристаллы герпатита, взаимно параллельно располагающиеся в пластичной массе. В общем пленка такого рода обладает свойствами большого пластинчатого кристалла, пропускающего плоскополяризованные лучи, в которых колебания совершаются только в одном направлении. Размеры этих пленок могут достигать нескольких квадратных футов. Они могут заменять призму Николя только частично, так как все же пропускают слабо окрашенный свет. В последнее время начали изготовлять бесцветные поляриды, могущие почти полностью заменить николи в поляризационных микро-

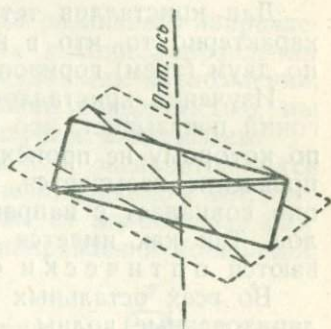


Рис. 16. Призма Празмовского.



Рис. 17. Призма Аренса.

скопах. Они незаменимы при демонстрации явлений поляризации в крупных пластинках.

Кристаллы оптически одноосные

Для кристаллов тетрагональной и гексагональной сингоний характерно то, что в них строение по вертикальной оси одно, по двум (трем) горизонтальным осям иное.

Изучение кристаллов гексагональной и тетрагональной сингоний показывает, что в них имеется только одно направление, по которому не происходит двойного лучепреломления. Это направление называется, как мы видели, оптической осью, оно совпадает с направлением вертикальной оси этих кристаллов. Так как имеется только одна оптическая ось, они называются оптически одноосными.

Во всех остальных направлениях получаются две плоскополяризованные волны — обыкновенная и необыкновенная. Обыкновенная волна, как мы видели, обладает постоянным показателем преломления N_o . Другая волна изменяет свой показатель преломления от почти равного N_o — показателю преломления волны обыкновенной, когда луч идет почти параллельно оптической оси, до наиболее отличающейся от него величины N_e , наименьшей или наибольшей возможной в данном кристалле.

В связи с этим обстоятельством все одноосные кристаллы разделяются на две группы: оптически положительные и оптически отрицательные.

К оптически положительным относятся кристаллы, в которых показатель преломления N_e больше показателя преломления N_o , т. е. $N_e > N_o$, причем $N_e = N_g$, $N_o = N_p$ (N_g — обозначение наибольшего показателя преломления, N_p — наименьшего), а скорость распространения света (величина, обратная показателю преломления) для обыкновенной волны o больше, чем для необыкновенной e , т. е. $o > e$.

В оптически отрицательном кристалле, наоборот, $N_e < N_o$; $o < e$. Мы далее можем сделать вывод, что лучи, колеблющиеся в направлении вертикальной оси (луч необыкновенный), в кристалле, оптически отрицательном, распространяются с большей скоростью, чем луч, колебания которого происходят перпендикулярно оптической оси (луч обыкновенный). В кристаллах оптически положительных наблюдается обратное отношение.

Оптическая индикатриса. С целью наиболее легкого и точного усвоения оптических явлений в кристаллах мы строим специальные поверхности, которые носят название оптических индикатрис.

Для построения этих индикатрис можно пользоваться следующим построением Френеля (рис. 18).

Представим себе направление луча OR_1 в какой-либо среде, колебания в которой происходят в направлениях OA_1 и OB_1 , перпендикулярных к лучу. Зная скорость распространения дан-

ного луча, или, другими словами, показатель преломления его, мы на линиях OA_1 и OB_1 , по которым происходят колебания, откладываем отрезки, пропорциональные показателю преломления каждого из двух лучей в направлениях их колебаний.

Проводя лучи (нормали) в кристалле по различным направлениям, например по OR_2 , откладываем на линиях направлений колебаний отрезки, пропорциональные показателям преломления; соединяя концы полученных отрезков общей поверхностью, мы получаем поверхность, которая характеризуется следующим.

Так как луч, идущий по вертикальной оси, распространяется с иной скоростью, чем луч, идущий перпендикулярно к ней, причем между скоростями этих лучей получается наибольшая разность, то и соответствующие отрезки в направлениях колебаний, пропорциональные показателям преломления данных лучей, бу-

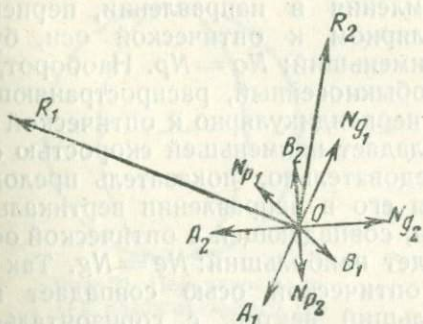


Рис. 18. Схема построения индикатрисы.

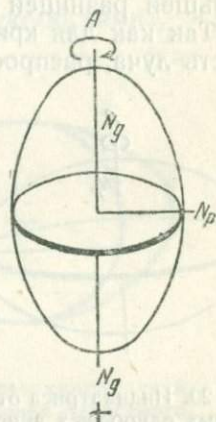


Рис. 19. Индикатриса положительных одноосных кристаллов.

дут наиболее отличаться один от другого. В промежуточных положениях они будут промежуточные. Направления колебаний, образующие равные углы с вертикальной осью c , будут давать одинаковой длины отрезки показателей преломления. Другими словами, получается фигура, удлиненная или сплюснутая по одной из осей, причем перпендикулярно к этой оси все сечения ее круговые, по вертикали — эллиптические. Такого рода фигура будет иметь форму эллипсоида вращения (рис. 19).

Такая форма поверхности оптической индикатрисы в кристаллах оптически одноосных, т. е. в кристаллах тетрагональной и гексагональной сингоний, связана со структурой самих кристаллов.

В кристаллах гексагональной сингонии имеются три горизонтальные оси, тождественные друг другу и отличные от вертикальной оси. Элементы симметрии, связанные с этими осями, также одинаковы по трем горизонтальным осям и перпендикулярны

к ним, но отличны от перпендикулярных к вертикальной оси, что обусловлено различным строением кристалла по вертикальному направлению и по горизонтальным осям. То же имеет место и в кристаллах тетрагональной сингонии, где имеются две равные друг другу горизонтальные оси. С особенностями структуры и, следовательно, симметрии кристалла тесно связана и симметрия физических, в частности электромагнитных, свойств (при этом все элементы симметрии структуры повторяются в этих последних); поэтому по горизонтальным направлениям электромагнитные свойства кристаллов тетрагональной и гексагональной сингонии одинаковы и отличны от свойств по вертикальной оси. Отсюда следует, что и форма поверхности оптической индикатрисы должна быть эллипсоидом вращения с круговым сечением, перпендикулярным к вертикальной оси и эллиптическими в других, с наибольшей разницей в сечениях, параллельных вертикальной оси.

Так как для кристаллов оптически положительных скорость луча, распространяющегося по вертикальной оси, т. е. скорость o , наибольшая, показатель преломления в направлении, перпендикулярном к оптической оси, будет наименьший: $N_o = N_p$. Наоборот, луч необыкновенный, распространяющийся перпендикулярно к оптической оси, обладает наименьшей скоростью e , и, следовательно, показатель преломления его в направлении вертикальной оси, совпадающей с оптической осью, будет наибольший: $N_e = N_g$. Так как с оптической осью совпадает наибольший вектор, с горизонтальным направлением — наименьший, мы получаем для оптически положительного кристалла ($N_o = N_p$, $N_e = N_g$) оптическую индикатрису в виде эллипсоида вращения, ось вращения которого больше, чем ось горизонтальная, т. е. эллипсоид, вытянутый по оси вращения (рис. 19).

Для кристаллов оптически отрицательных ($N_o = N_g$, $N_e = N_p$) эллипсоид (оптическая индикатриса) сплюснен по оси вращения (см. рис. 20).

Форма оптической индикатрисы не является постоянной для кристаллов, но меняется: 1) с изменением показателей преломления для различных кристаллических веществ, 2) для одного и того же кристаллического вещества с изменением тех лучей спектра, в которых мы изучаем форму оптической индикатрисы, 3) с изменением температуры.

Это связано с тем, что показатели преломления лучей обыкновенного и необыкновенного для различных лучей спектра, т. е. для различной длины волны, в одном и том же кристалле изменяются обычно неодинаково.

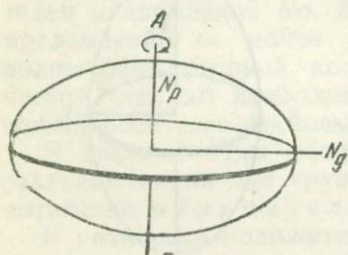


Рис. 20. Индикатриса отрицательных одноосных кристаллов.

Поверхность скоростей лучей. Из индикатрис можно вывести скорости распространения лучей, проходящих через одноосный кристалл в любом направлении.

Для луча в кристалле, идущего в каком-либо данном направлении, скорости его определяем, проводя перпендикулярно к нему в соответствующей оптической индикатрисе сечение; диаметры получаемых во всех направлениях эллиптических сечений, кроме одного, будут давать нам направления колебаний двух плоскополяризованных лучей. Чем больше один из этих диаметров сравнительно с другим, тем больше пропорциональный ему показатель преломления и тем меньше скорость той волны, в которой колебания происходят параллельно данному диаметру. Следовательно, получается по два луча с различными показателями соответственно двум диаметрам эллиптического сечения индикатрисы N_{g1} и N_{p1} и соответствующими скоростями $\frac{1}{N_{g1}}$ и $\frac{1}{N_{p1}}$.

В оптически положительных кристаллах (рис. 21)

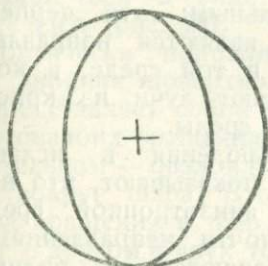


Рис. 21. Поверхность лучей положительного одноосного кристалла.

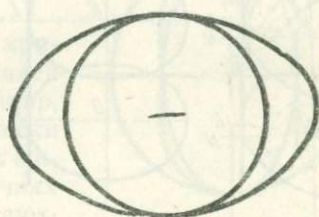


Рис. 22. Поверхность лучей отрицательного одноосного кристалла.

из двух получаемых поверхностей скоростей лучей одна, соответствующая скорости луча обыкновенного, имеет форму шара, так как показатель преломления этого луча во всех направлениях один и тот же и, следовательно, не изменяется с направлением и скоростью луча. Наоборот, луч необыкновенный распространяется в оптически положительных кристаллах с наименьшей скоростью e в направлении, перпендикулярном к оптической оси, так как показатель преломления в направлении вертикальной (оптической) оси наибольший N_e , и с наибольшей скоростью o , равной скорости обыкновенного луча, в направлении, параллельном оптической оси, так как в таком случае колебания в нем происходят в направлении, перпендикулярном к этой оси и, следовательно, параллельно направлению наименьшего показателя преломления N_o . В промежуточных направлениях скорость необыкновенного луча имеет промежуточные значения. Таким образом, поверхность скоростей лучей в оптически положительном кристалле имеет форму шара, описанного вокруг эллипсоида вращения.

В сечении, параллельном оптической оси, получается круг со вписанным эллипсом; круг и эллипс соприкасаются в двух точках по оптической оси.

В кристаллах оптически отрицательных (рис. 22) для обыкновенного луча получается поверхность в виде шара, для необыкновенного — в виде эллипсоида, описанного вокруг шара, так как скорость луча необыкновенного больше скорости луча обыкновенного; шар и эллипсоид соприкасаются друг с другом в двух точках, расположенных на вертикальной оси.

Поверхность нормалей волн (поверхность скоростей волн). Поверхность нормалей волн служит для

нахождения направления лучей по выходе их из кристалла. Она строится путем проведения касательных к поверхности скоростей лучей и откладывания перпендикуляров к этим касательным; эти перпендикуляры являются направлениями лучей в той среде, в которую поступают лучи из кристаллической среды.

Наблюдения в исландском шпате показывают, что в оптически анизотропной среде по всем почти направлениям распространяются две волны плоскополяризованного света, идущие с разной скоростью, причем

колебания в обеих волнах плоско поляризованы и происходят во взаимно перпендикулярных направлениях.

Как видно из построений, следует различать две скорости: скорость луча и скорость волны или нормали волны. Нормаль к плоскости, касательной к световой волне, соответствует той скорости, с которой мы имеем дело и по отношению к которой мы определяем показатель преломления.

На рис. 23 а изображен общий случай, когда скорости лучей и нормалей волн в разрезе имеют форму эллипсов; OOO — направляющая касательная к этим волнам; OL — скорость лучей; ON — перпендикуляры к направляющей волн, соответствующие скорости волн; луч и нормаль образуют друг с другом угол α .

На рис. 23 б изображен частный случай, когда направляющая плоскость перпендикулярна к одной из осей эллипсоидальной волны; луч и нормаль совпадают друг с другом, и, следовательно, скорость луча и нормали одинаковы.

В дальнейшем мы все время для определения скорости распространения света в кристалле будем брать в основу скорость

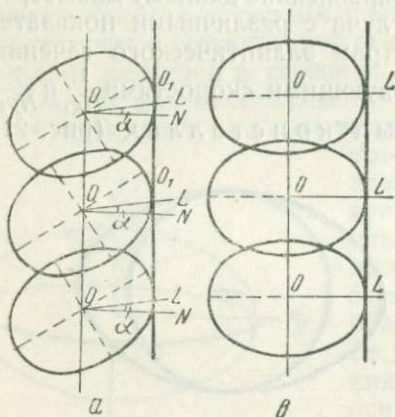


Рис. 23. Скорости луча и волн.

передвижения нормали и, следовательно, будем иметь дело со скоростью нормалей.

Очевидно, поверхность нормалей для луча обыкновенного будет иметь форму шара, так как перпендикуляры к касательным к шару являются продолжениями радиусов.

Для луча необыкновенного получается значительно более сложная поверхность нормалей. Только касательные, проведенные перпендикулярно к оптической оси или параллельно ей, будут перпендикулярны к лучу; во всех остальных направлениях касательная к эллипсу образует косой угол с лучом; следовательно, луч необыкновенный по выходе из кристалла изменит свое направление. Проводя касательные поверхности скоростей необыкновенных лучей и соединяя точки пересечения касательных с перпендикулярами к ним общей поверхностью, получаем новый тип поверхности для скоростей нормалей в виде овала в вертикальном сечении, а при повороте его вокруг оптической оси в виде овалоида вращения (рис. 24).

В оптически положительном кристалле двойная поверхность нормалей волн представляет собой снаружи шар, внутри овалويد вращения; в оптически отрицательном — овалويد, располагающийся вокруг шара. В обоих случаях овалويد вращения и шар соприкасаются друг с другом в двух точках по оптической оси.

Построение Гюйгенса для оптически одноосных кристаллов. Для построения преломленных лучей берем разрезы через поверхность скоростей лучей, которые проходят через оптическую ось, иначе луч необыкновенный не будет помещаться на нашем чертеже.

Может быть ряд случаев:

1. Луч перпендикулярен к плоскости, на которую он падает; разрез эллипсоида косой по отношению к оптической оси (рис. 25 а). Луч падает под углом к оптической оси в кристалле оптически отрицательном и перпендикулярно к плоскости кристалла. Проводим два параллельных луча и делаем построение, аналогичное тому, которое делали для оптически изотропных кристаллов, с той разницей, что вычерчиваем разрезы как для обыкновенного, так и для необыкновенного лучей.

Проводя касательные к шару и эллипсу, получаем две направляющие поверхности: одну для обыкновенного луча o , другую для необыкновенного e . Линии, идущие к точкам соприкосновения касательных плоскостей с шаром и эллипсом, будут направлениями преломленных лучей обыкновенного и необыкновенного.

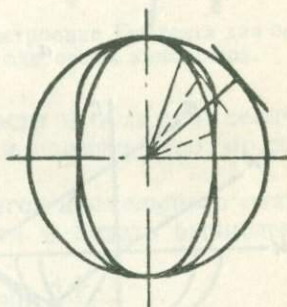
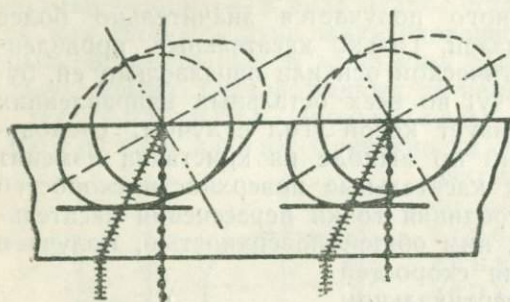


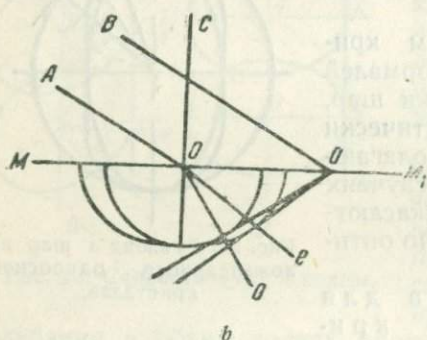
Рис. 24. Овалويد и шар' положительного одноосного кристалла.

Аналогичное построение будет для оптически положительного кристалла.

2. Плоскость MM_1 перпендикулярна к оптической оси. Луч падает косо к оптической оси кристалла оптически отрицательного. Делаем то же построение (рис. 25 б).



a



b

Рис. 25 а и б. Построение Гюйгенса для оптически одноосных кристаллов.

Очевидно, что луч распадается на два взаимно перпендикулярных поляризованных луча; оба идут по одному и тому же направлению, не преломляясь.

6. Плоскость MM_1 направлена косо к оптической оси, луч падает на эту плоскость под косым углом. Как луч обыкновенный, так и луч необыкновенный преломляются; следовательно, в данном случае получаются два луча, как можно было видеть и при изучении кристаллов (ромбоэдров) исландского шпата.

Во всех этих случаях плоскость падения является общей плоскостью для лучей падающих и преломленных.

В том случае, когда оптическая ось не лежит в плоскости чертежа, т. е. не лежит в плоскости падения, построение лучей затруднительно, и выводы отличаются значительной сложностью.

В этом случае касательная необыкновенного луча остается

Аналогичное построение получается для оптически положительных кристаллов.

3. Плоскость MM_1 направлена параллельно оптической оси. Построение для положительных и отрицательных кристаллов, аналогичное тому, что и для других разрезов (рис. 25 с).

4. Плоскость MM_1 перпендикулярна к оптической оси, луч падает перпендикулярно к поверхности. Двойного лучепреломления и преломления света не происходит.

5. Плоскость MM_1 параллельна оптической оси, луч падает перпендикулярно к поверхности.

перпендикулярной к плоскости падения при отсутствии упомянутой выше плоскости симметрии.

Преломление света в призме. В призме случайной ориентировки преломление происходит довольно сложно, и для определения показателя преломления приходится применять сложные формулы. Значительно упрощаются измерения показателей преломления в призме с определенной ориентировкой.

1. Ребро призмы параллельно оптической оси (рис. 26 а). Так как плоскость падения перпендикулярна к оптической оси, очевидно, лучи, преломленные с показателями N_e и N_o , остаются в той же плоскости и обладают величинами, характерными для наибольшего и наименьшего показателей преломления в данном кристалле.

При измерении их следует находить угол наименьшего отклонения для каждого из них в отдельности и делать вычисления по формулам:

$$N_e = \frac{\sin \frac{A + D_e}{2}}{\sin \frac{D_e}{2}}; \quad N_o = \frac{\sin \frac{A + D_o}{2}}{\sin \frac{D_o}{2}},$$

где: A — угол призмы, D_o — угол наименьшего отклонения обыкновенного луча, D_e — угол наименьшего отклонения луча необыкновенного.

Колебания обыкновенного луча происходят перпендикулярно к ребру призмы, необыкновенного — параллельно ему.

2. Оптическая ось совпадает с биссектрисой угла призмы. Для луча обыкновенного определение происходит так же, как и в предыдущем случае. Что касается луча необыкновенного, то, при наименьшем отклонении он идет по направлению, перпендикулярному к оптической оси, и, следовательно; колебания в нем происходят параллельно оптической оси. В результате и в данном случае показатель преломления необыкновенного луча определяется по той же формуле:

$$N_e = \frac{\sin \frac{A + D_e}{2}}{\sin \frac{D_e}{2}}.$$

3. Оптическая ось перпендикулярна к ребру призмы и к биссектрисе ее угла. Луч при наименьшем

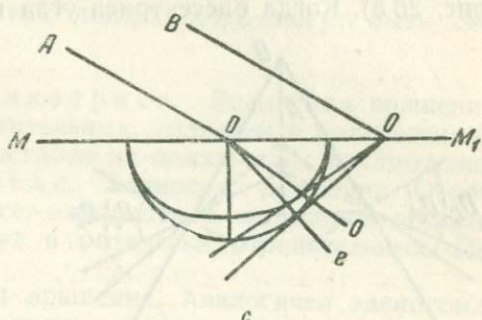


Рис. 25 с. Построение Гюйгенса для оптически одноосных кристаллов.

отклонении проходит параллельно оптической оси; следовательно, имеется возможность измерить только один показатель луча обыкновенного.

4. Призма с нормальным падением луча (рис. 26 б). Когда биссектриса угла призмы параллельна оптиче-

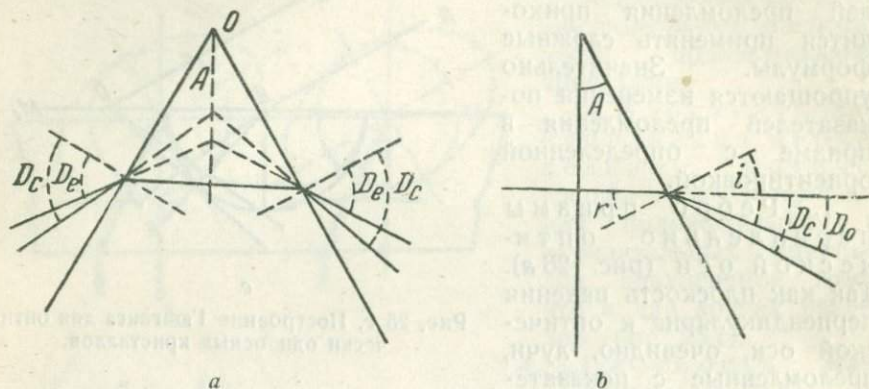


Рис. 26. Преломление света в призме.

ской оси, при падении луча перпендикулярно к поверхности призмы, параллельной биссектрисе, получаются два луча, распространяющиеся по одному и тому же направлению. По выходе из призмы они распадаются на два различно преломленных луча с наименьшими отклонениями — один D_0 , другой D_e , которые мы находим, пользуясь построением Гюйгенса.

Получаем формулы:

$$N_0 = \frac{\sin(A + D_0)}{\sin D_0}; \quad N_e = \frac{\sin(A + D_e)}{\sin D_e}$$

Так как происходит дисперсия лучей, показатели преломления необходимо определять только в монохроматическом свете.

Дисперсия света при преломлении. В воздухе волны различной длины распространяются почти с одинаковой скоростью. Наоборот, в других телах распространение волн различной длины происходит с различной скоростью. Обычно скорость распространения лучей с большей длиной волны больше, чем лучей с меньшей длиной волны, т. е. с наибольшей скоростью распространяются лучи красные, с наименьшей — лучи фиолетовые; следовательно, показатели преломления для фиолетовых лучей больше, чем для красных.

Такого рода явление носит название дисперсии показателей преломления; величина дисперсии выражается разностью показателей преломления лучей фиолетового и красного цветов.

Оптические поверхности одноосных кристаллов. В одноосных кристаллах можно, таким образом, различать два типа характерных оптических поверхностей — простые и двойные.

Для простых характерна форма эллипсоида вращения в одних случаях и овалоида вращения в других, для двойных — сочетания шара для лучей обыкновенных с эллипсоидом вращения или овалоидом вращения для лучей необыкновенных.

Характерные свойства этих поверхностей могут быть сведены к следующим.

Простые поверхности:

1. **Оптическая индикатриса.** Эллипсоид вращения. Вытянут в оптически положительных, сплюсчен в оптически отрицательных кристаллах. Построен на показателях преломления.

2. **Эллипсоид Френеля.** Эллипсоид вращения. Обратный оптической индикатрисе — сплюсчен в оптически положительных кристаллах, вытянут в оптически отрицательных. Построен на осях упругости.

3. **Овалоид.** Овалоид вращения. Аналогичен эллипсоиду Френеля — сплюсчен по оси вращения в оптически положительных кристаллах и вытянут по ней в оптически отрицательных. Построен на осях упругости.

В дальнейшем мы будем пользоваться исключительно оптической индикатрисой, которая выводится из измеряемых для каждого кристалла любого вещества показателей преломления.

Двойные поверхности:

1. **Поверхность скоростей лучей** (лучевая поверхность Гюйгенса, поверхность волн Френеля). Эллипсоид вращения для необыкновенных лучей, шар — для обыкновенных. В положительных кристаллах эллипсоид вписан в шар, в отрицательных шар вписан в эллипсоид. Выводится из оптической индикатрисы путем откладывания в направлении и распространения данного луча линий, обратно пропорциональных показателям преломления.

2. **Поверхность скоростей волн.** Овалоид вращения для лучей необыкновенных, шар — для обыкновенных. Положение овалоида к шару такое же, как эллипсоида к шару в предыдущем случае. Выводится путем проведения касательных к лучевой поверхности и откладывания нормалей к ней.

3. **Поверхность индексов.** Эллипсоид вращения и шар. Положение, обратное первому случаю, т. е. в оптически положительных кристаллах шар вписан в эллипсоид, в отрицательных шар описан вокруг эллипсоида. Построен на показателях преломления, векторы которых отлагаются в направлениях обоих лучей.

Кристаллы оптически двуосные

Оптическая индикатриса. В кристаллах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний имеются три взаимно перпендикулярных направления, которые обладают различным строением. В связи с этим отсутствует ряд тех элементов сим-

метрии, которые характерны для кристаллов первых трех сингоний. Поэтому понижается степень симметрии также и оптических свойств кристаллов, так как нет даже и двух направлений с элементами симметрии, как это наблюдается, например, в кристаллах тетрагональной сингонии, где могут быть две горизонтальные оси второго порядка, равные друг другу, или две тождественные взаимно перпендикулярные плоскости симметрии.

В кристаллах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний, как общее правило, не может быть одинаковых электромагнитных напряжений в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Поэтому в них не может существовать индикатрисы в виде эллипсоида вращения, в котором поперечное сечение является кругом; в них имеется оптическая индикатриса, в которой все три взаимно перпендикулярных направления различны (рис. 27).

Такого рода оптическая индикатриса, построенная на показателях преломления, имеет форму трехосного эллипсоида с тремя

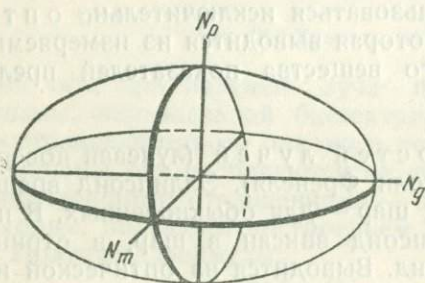


Рис. 27. Индикатриса двуосного кристалла.

осями различной величины. Из этих показателей преломления наибольшим будет N_g , средним N_m и наименьшим N_p . Им соответствуют принятые в американской литературе обозначения Z , Y и X .

Относительные, как и абсолютные величины показателей преломления N_g , N_m и N_p для различных кристаллических веществ крайне разнообразны, поэтому и форма трехосного эллипсоида в значительной степени варьирует с приближением в одних случаях к поверхности эллипсоида вращения, когда два показателя преломления близки друг к другу, в других случаях к форме шара, когда все три показателя преломления близки друг к другу, или значительно отличаются от шара и эллипсоида вращения.

Три главных сечения трехосного эллипсоида, содержащие в себе главные оси, обозначаются $N_g N_p$, $N_g N_m$ и $N_m N_p$. Скорости распространения соответствующих лучей равны: наименьшая $\frac{1}{N_g}$, средняя $\frac{1}{N_m}$ и наибольшая $\frac{1}{N_p}$.

Для трехосного эллипсоида характерно то, что в нем имеются три взаимно перпендикулярные плоскости симметрии и три оси симметрии L^2 , расположенные на линиях пересечений трех плоскостей симметрии. Эти плоскости симметрии совпадают с главными сечениями трехосного эллипсоида $N_g N_p$, $N_g N_m$ и $N_m N_p$, а оси симметрии — с главными осями эллипсоида N_g , N_m и N_p .

В направлении оси X , соответствующей на нашем чертеже направлению Np , распространяются, очевидно, два колебания, происходящие в направлении Nm и Ng , обладающие скоростями $\frac{1}{Nm}$ и $\frac{1}{Ng}$; в направлении $Y = Nm$ — также два колебания с направлениями их по Ng и Np и соответствующими скоростями $\frac{1}{Ng}$ и $\frac{1}{Np}$, наконец в направлении $Z = Ng$ — два колебания с направлениями Nm и Np и скоростями $\frac{1}{Nm}$ и $\frac{1}{Np}$.

Очевидно, в этих трех взаимно перпендикулярных направлениях будет иметь место совпадение направления луча и нормали к направляющей плоскости или нормали волны (рис. 28).

В тех сечениях, которые идут косо к одной из осей и одновременно параллельно одной из других осей, колебания происходят параллельно диаметрам получаемых эллиптических сечений. Нормали к волнам также лежат в плоскости главного сечения, перпендикулярного к направлению одного из колебаний.

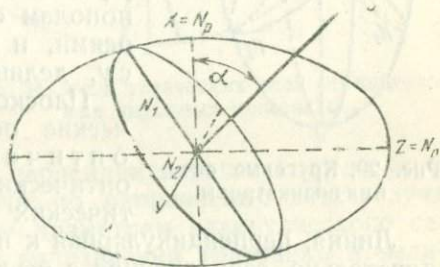


Рис. 28. Направление нормали волны.

Точно так же любое направление в кристалле, проведенное перпендикулярно к одной из главных осей эллипсоида, характеризуется тем, что луч и нормаль волны совпадают.

Круговые сечения в трехосном эллипсоиде. Особенно характерными являются сечения, проходящие через ось Nm (рис. 29). В том случае, когда сечение располагается горизонтально, оно проходит через оси Nm и Np . Если оно располагается вертикально, то характеризуется двумя осями, из которых одна ось Nm , другая больше Nm , именно Ng .

Проводя сечения в промежутке между Np и Ng , мы, очевидно, сможем найти точку в вертикальном эллиптическом сечении, в котором обе оси сечения будут равны, и, следовательно, эллипс переходит в круг. Такое же круговое сечение мы найдем в эллипсоиде по другую сторону от вертикальной оси Ng . Другие круговые сечения, очевидно, отсутствуют.

Таким образом, в трехосном эллипсоиде мы находим два круговых сечения; положение этих сечений зависит от относительных величин трех главных показателей преломления.

Эти круговые сечения располагаются вполне симметрично к осям Ng и Np , которые делят пополам углы между ними. В направлении, перпендикулярном к каждому из круговых сечений, отсутствует как поляризация, так и двойное лучепреломление. Следовательно, параллельно этому направлению распро-

страняются волны, колебания которых происходят во всех возможных направлениях, перпендикулярных к этому направлению и параллельных диаметрам кругового сечения.

Линии, перпендикулярные к круговым сечениям, называются оптическими осями или бинормальями. Так как в кристаллах имеются две оптические оси, они и называются оптически двуосными.

Оптические оси всегда лежат в плоскости, в которой находятся оси индикатрисы Ng и Np ; Ng и Np являются в то же время линиями, которые делят пополам угол между оптическими осями и носят название также биссектрис. Различают острую или I биссектрису, делящую пополам острый угол между оптическими осями, и тупую или II биссектрису, делящую пополам тупой угол.

Плоскость, в которой находятся оптические оси, называется плоскостью оптических осей. Острый угол между оптическими осями называется углом оптических осей и обозначается $2V$.

Линия, перпендикулярная к плоскости оптических осей и, следовательно, совпадающая с осью Nm , носит название оптической нормали; она обозначается буквой N .

Среди двуосных кристаллов, как и среди одноосных, различают кристаллы положительные и отрицательные. К положительным относят те кристаллы, в которых острая или I биссектриса совпадает с осью Ng , к отрицательным — в которых острая биссектриса совпадает с осью Np .

Обозначаем это таким образом: в положительных биссектриса I — Ng (рис. 30); в отрицательных — Np (рис. 31).

Угол оптических осей является величиной переменной, изменяющейся в зависимости от относительных величин главных осей эллипсоида — от положения круговых сечений, к которым оптические оси перпендикулярны. Может быть случай, когда угол оптических осей равен 90° ; кристаллы такого рода нельзя отнести ни к положительным, ни к отрицательным. Такие случаи являются исключительными.

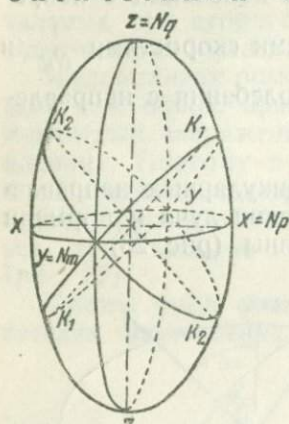


Рис. 29. Круговые сечения индикатрисы.

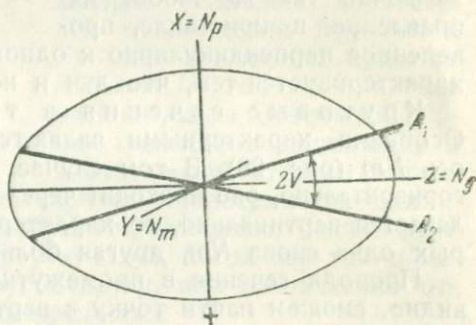


Рис. 30. Угол оптических осей положительных двуосных кристаллов.

Угол оптических осей обозначается $2V$ и носит название также действительного угла оптических осей. Очевидно этот угол колеблется в различных минералах от 0 до 90° .

Кристаллы становятся одноосными положительными, если обе оси совпадают с острой биссектрисой Ng , и оптически отрицательными, когда обе они смещаются по линии Np .

Поверхность волн (поверхность лучей). Распространение волн в двuosных кристаллах можно вывести из поверхности индикатрисы.

Представим себе направление луча в кристалле (см. рис. 29).

По этому направлению будут распространяться два взаимно перпендикулярных плоскополяризованных колебания, параллельные диаметрам эллиптического сечения оптической индикатрисы, перпендикулярного к лучу.

Скорости распространения колебаний по направлению этого луча будут обратно пропорциональны диаметрам эллиптического сечения Np и Ng' , определяющих направление колебаний и величину соответствующих показателей преломления.

Перпендикулярно к какому-либо иному направлению в том же кристалле будут располагаться другие сечения оптической индикатрисы, определяющей направление и скорость распространения соответствующих колебаний. Скорости распространения и показатели преломления в этом случае будут соответственно иными, но лучи плоско поляризованы, как и в первом случае. Следовательно, здесь нет луча обыкновенного, но оба луча необыкновенные, что характерно для оптически двuosных кристаллов.

Меняются показатели преломления, скорости, направления колебаний и плоскости поляризации.

Для каждого из трех главных сечений можно получить скорости распространения волн в виде двух поверхностей.

1. Разрез, параллельный $NmNp$. В плоскости, в которой находятся оси Nm и Np , в направлении, параллельном плоскости рисунка, распространяются по каждой оси Nm и Np два колебания.

Одно из колебаний будет совершаться параллельно Ng и, следовательно, будет распространяться по всем направлениям в пределах данного разреза с одинаковой наименьшей скоростью $\frac{1}{Ng}$.

Другое колебание будет совершаться при направлении луча

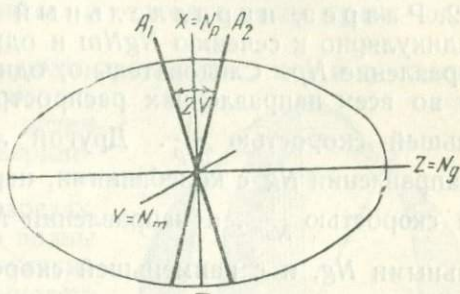


Рис. 31. Угол оптических осей отрицательных двuosных кристаллов.

по Nm , параллельно Np и распространяться с наибольшей скоростью $\frac{1}{Np}$, по направлению Np — со средней скоростью $\frac{1}{Nm}$.

В промежуточных направлениях величины скоростей будут промежуточными между наибольшей и средней, при соединении концов лучей получается эллипс, описанный вокруг круга (рис. 32a).

2. Разрез, параллельный $NgNm$. В этом разрезе перпендикулярно к сечению $NgNm$ и одновременно к чертежу будет направление Np . Следовательно, один луч в данном сечении будет во всех направлениях распространяться с одинаковой наибольшей скоростью $\frac{1}{Np}$. Другой луч будет распространяться в направлении Ng с колебаниями, параллельными Nm , и со средней скоростью $\frac{1}{Nm}$, в направлении Nm — с колебаниями, параллельными Ng , и с наименьшей скоростью $\frac{1}{Ng}$.

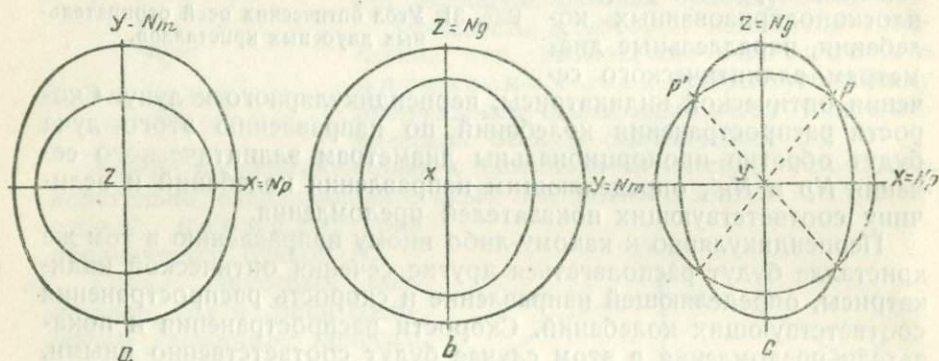


Рис. 32. Главные сечения поверхности Френеля.

Следовательно, в данном сечении получаем круг, описанный вокруг эллипса со средней и наименьшей осями (рис. 32b).

3. Разрез, параллельный $NgNp$. Перпендикулярным к сечению и рисунку является направление, параллельное Nm , и, следовательно, скорость распространения лучей, колебания которых происходят параллельно этому направлению, будет $\frac{1}{Nm}$ постоянная во всех направлениях в плоскости сечения, т. е. даст форму круга среднего диаметра. Что касается остальных колебаний, то они распространяются по направлению Np с наименьшей скоростью $\frac{1}{Np}$ и по направлению Ng с наибольшей скоростью $\frac{1}{Ng}$ и дают форму эллипса с наибольшей и наименьшей осями, возможными в кристалле. Круг и эллипс пересекаются друг с другом в четырех точках (рис. 32c).

Получается общая поверхность, которая носит название поверхности Френеля. Она отличается своеобразной формой, которая напоминает по своим очертаниям подушку с четырьмя выдающимися углами, соприкасающимися с четырьмя воронкообразными углублениями на наружной поверхности волны.

Поверхность Френеля обладает тремя плоскостями симметрии, проходящими, как и в соответствующем трехосном эллипсоиде, параллельно главным сечениям, и одновременно тремя осями симметрии (рис. 33).

По Гюйгенсу построение волн происходит, как и в кристаллах оптически одноосных, по соответствующим разрезам путем вычерчивания обеих поверхностей.

Здесь почти во всех разрезах, кроме двух, получаются две волны и две скорости; направления колебания обоих необыкновенных лучей почти перпендикулярны друг к другу и к направлению луча. Эти лучи, однако, лишь в определенных разрезах будут находиться в плоскости чертежа, как как точка соприкосновения касательной с эллипсоидом обычно лежит вне плоскости падения луча.

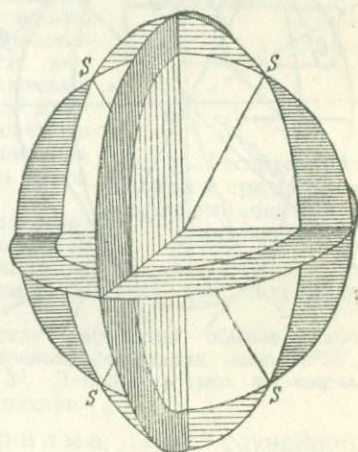


Рис. 33. Поверхность Френеля.

Поляризация лучей. Колебания плоскополяризованного необыкновенного луча в двуосных кристаллах обычно не перпендикулярны к лучу, хотя отклонение от перпендикуляра практически почти незаметно.

По каждой линии, расположенной в главном сечении эллипсоида, распространяются два луча — обыкновенный для данного сечения и необыкновенный. Так как касательная к волне перпендикулярна к лучу, то в данном случае направление плоскости поляризации будет перпендикулярно к направлению колебаний.

Отсюда мы делаем вывод относительно способа нахождения направления колебаний для любого места кристалла. На поверхности волны кристалла колебание будет происходить в плоскости, касательной к волне, так как направление волновой нормали, направление луча и направление колебаний луча располагаются в одной плоскости; зная положение нормали и луча (или проекцию луча), находим направление колебания.

Коническая рефракция (рис. 34а и 34б). В случае главного сечения $NgNp$ получается круг среднего диаметра Nm , пересекающийся с наибольшей и наименьшей осями эллипса в четырех точках. При определенном положении эллипсоида по отношению к плоскости падения имеем касательную одновременно как к круговому сечению, так и к эллиптическому. Получаются два луча.

Так как касательная является направляющей, то по выходе из кристалла лучи должны распространяться взаимно параллельно. Эта касательная плоскость прикасается к поверхности волны по кругу вокруг воронковидного углубления; лучи в этом кругу внутри кристалла проходят по поверхности конуса; выходят они из кристалла в виде цилиндрического пучка. Такого рода явление носит название внутренней конической рефракции.

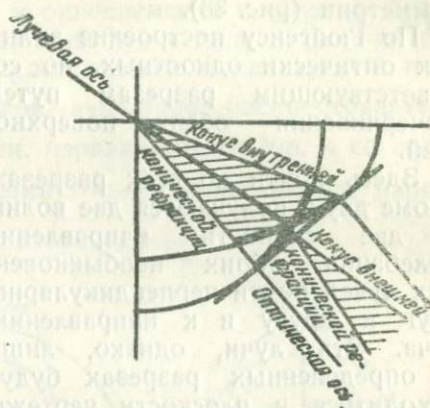
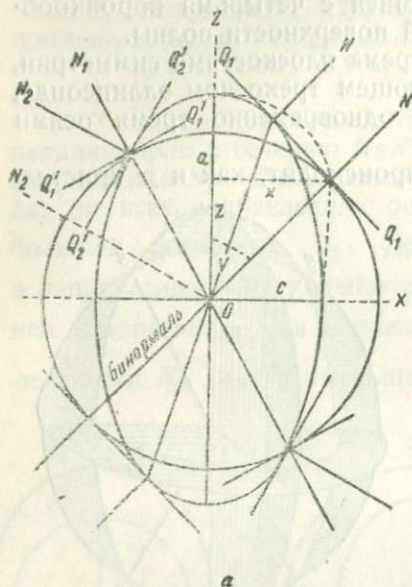


Рис. 34 а, б и с. Внутренняя и внешняя коническая рефракция.

ции, так как конус лучей имеет вершину внутри, а основание — на поверхности волны.

Направления колебаний в этом конусе (или, что все равно, по выходе из кристалла в цилиндре) находим, проектируя лучи на касательную; все эти лучи плоско поляризованы, причем лучи, выходящие в месте прикасания касательной к круговому сечению, колеблются параллельно направлению $NgNm$; лучи, выходящие на противоположном конце диаметра круга — перпендику-

лярно к первому колебанию, все остальные под тем большим углом к первому колебанию (но меньшим, чем 90°), чем дальше от этой первой точки они выходят на круге (рис. 34 с).

Явление внутренней конической рефракции можно наблюдать при указанном на рисунке способе расположения двух диафрагм, когда луч проходит по направлению оптической оси в пластинке минерала со взаимно параллельными плоскостями (рис. 35).

Внутренняя коническая рефракция имеет то значение, что в разрезе, перпендикулярном к оптической оси, мы не будем видеть луча неполяризованного, но в одном небольшом пучке света находим все направления колебаний многочисленных поляризованных лучей одновременно.

В том случае, когда луч проходит по оптической оси, в месте выхода из кристалла этому лучу должно соответствовать бесконечное количество направляющих плоских волн, касательных к поверхности вершины воронковидного углубления, и, следовательно, такое же количество перпендикулярных к этим касательным лучей, расходящихся конусом, образованным этими перпендикулярами. По выходе из кристалла получается конус лучей, проекция которых на экран дает светлый круг.

Явления внешней конической рефракции можно видеть при использовании линзы, ось которой параллельна оптической оси кристалла, а фокус находится на поверхности его; по линии оптической оси получается расходящийся конус лучей.

Как внутренняя, так и внешняя коническая рефракции обычно слабо выражены. Так, в арагоните угол конуса внутренней рефракции равен $1^\circ 55'$, а угол конуса внешней рефракции достигает 3° . Довольно резко выражена внутренняя коническая рефракция в ряде пироксенов.

Преломление света в призме. При случайной ориентировке призмы, изготовленной из двусосного кристалла, всегда получаются два необыкновенных луча со случайными, не характерными показателями преломления. Для этих кристаллов применимы те же формулы, что и для оптически одноосных кристаллов. Измеряя показатели преломления в ряде направлений в случайно ориентированной призме, мы можем определить показатели преломления, используя большое число этих призм.

Чтобы избежать этой множественности, призму изготовляют таким образом, чтобы ребро ее было параллельно одной из главных осей эллипсоида. При пропускании луча через такого рода призму один из лучей будет колебаться параллельно ребру ее; измеряя угол наименьшего отклонения по формуле

$$n = \frac{\sin \frac{\alpha + \delta}{2}}{\sin \frac{\alpha}{2}},$$

определяем его показатель преломления n . Таких призм необходимо в общем случае изготовить три; для того чтобы определить все три главных показателя преломления, эти призмы необходимо изготовить так, чтобы все они были различно ориентированы.

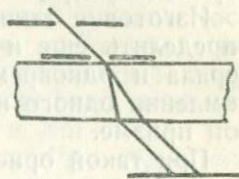


Рис. 35. Расположение диафрагм при явлении внутренней конической рефракции.

В том случае, когда призма изготовлена так, что ее ребро параллельно одной из главных осей оптической индикатрисы данного минерала, а одна из других главных осей делит пополам угол призмы, мы получаем возможность при прохождении луча через такую призму определить два главных показателя преломления — один для луча, колебания которого происходят параллельно ребру призмы, и другой для луча, колебания которого перпендикулярны к этому ребру.

Изготовив таким образом вторую призму, мы можем в ней определить еще и третий показатель преломления данного минерала и одновременно проверить определение показателя преломления одного из тех лучей, которые определены были в первой призме.

При такой ориентировке призмы для определения трех показателей преломления достаточно изготовить две призмы.

Оптические свойства двуосных кристаллов. Двуосные кристаллы характеризуются наличием оптической индикатрисы в виде трехосного эллипсоида, построенной на трех главных показателях преломления данного кристаллического вещества: N_g , N_m и N_p .

Главные показатели преломления являются наиболее характерными величинами для оптических свойств кристаллов и носят название оптических постоянных. Они обратно пропорциональны скоростям: наибольшей a , средней b и наименьшей c :

$$N_p = \frac{1}{a}; \quad N_m = \frac{1}{b}; \quad N_g = \frac{1}{c}.$$

Среди оптически двуосных кристаллов различают кристаллы положительные и отрицательные. Для характеристики оптического знака принято такое условие: если $N_g - N_m > N_m - N_p$, кристалл положителен; если же $N_g - N_m < N_m - N_p$, кристалл отрицателен.

В каждом двуосном кристалле различают две оптические оси, перпендикулярные к круговым сечениям, образующие друг с другом действительный угол оптических осей $2V$. Линии, делящие пополам углы между оптическими осями, называются биссектрисами; биссектриса, делящая острый угол между оптическими осями, называется первой или острой (I), делящая тупой угол — второй или тупой (II). Обе биссектрисы и оптические оси располагаются в плоскости сечения $NgNp$ и перпендикулярно к Nm ; следовательно, биссектрисы обязательно являются осями Ng и Np . В оптически положительных кристаллах острая биссектриса совпадает с направлением Ng , в отрицательных — с направлением Np .

Линия, перпендикулярная к плоскости оптических осей, носит название оптической нормали N ; она совпадает с Nm .

В отличие от кристаллов одноосных, в двуосных кристаллах не бывает лучей, которые распространялись бы с одинаковой скоростью во всех направлениях. Обыкновенный луч, таким об-

разом, отсутствует; во всех направлениях распространяются два необыкновенных луча. Поверхность, до которой одновременно достигают необыкновенные лучи, несравненно более сложна, чем в кристаллах одноосных. Получаются характерные двойные поверхности, среди которых различают в настоящее время три типа: 1) поверхность скоростей лучей, 2) поверхность скоростей волн, 3) поверхность показателей преломления.

Различают три главные плоскости, для которых построение значительно проще и в которых располагаются главные оси оптической индикатрисы, имеющей форму трехосного эллипсоида: $NgNp$, $NgNm$ и $NmNp$. Для этих плоскостей получаются различия в показателях преломления или силы двойного лучепреломления, равные $Ng - Np$, $Ng - Nm$ и $Nm - Np$.

Наиболее характерной величиной является $Ng - Np$ — наибольшая разница между показателями преломления, возможная в данном кристалле. Существенное значение имеет при изучении двусосных кристаллов также определение положения оптической индикатрисы и, следовательно, осей Ng , Nm и Np по отношению к кристаллографическим элементам изучаемого кристалла.

Как и в одноосных кристаллах, показатели преломления для различных цветов не остаются постоянными и изменяются неодинаково. Поэтому форма оптической индикатрисы для различной длины волн может быть различна. Если форма ее изменяется, угол оптических осей, зависящий от показателей преломления, также изменяется, притом неодинаково в различных кристаллах, иногда в одном и том же кристалле с изменением состава его. Например, для красных и фиолетовых лучей может быть два угла оптических осей: $V_{кр}$ и $V_{ф}$, причем может быть два случая: либо $V_{кр} > V_{ф}$ ($r > v$), либо наоборот $V_{кр} < V_{ф}$ ($r < v$). Получается дисперсия оптических осей. Следует иметь в виду, что в случае $V_{кр} > V_{ф}$ по выходе лучей из кристалла дисперсия ослабевает, в некоторых случаях может получиться кажущаяся обратная дисперсия; в случае $V_{кр} < V_{ф}$ дисперсия проявляется с большей силой, что связано с различием в показателях преломления лучей красного и фиолетового цветов.

Действительный угол оптических осей может наблюдаться только в том случае, если из кристалла вырезан шар или же кристалл помещен в среду с тем же показателем преломления, что и n кристалла. Угол оптических осей по выходе из кристалла в воздух увеличивается и носит название кажущегося угла оптических осей $2E$, в отличие от действительного $2V$.

В зависимости от сингонии кристаллов положение оптического эллипсоида неодинаково.

Кристаллы ромбические:

Все оси оптической индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями кристалла для всех цветов. Положение индикатрисы не зависит ни от изменения длины волны, ни от изменения температуры.

Кристаллы моноклинные:

С осью симметрии или с осью b для всех цветов и всех температур совпадает одна из трех осей оптической индикатрисы, с плоскостью симметрии или плоскостью (010) совпадает одна из плоскостей симметрии ее. Остальные биссектрисы меняют свое положение в зависимости от длины волны.

Такого рода дисперсия носит название дисперсии биссектрис. В зависимости от того, совпадает ли с осью симметрии или с осью b острая или тупая биссектриса или оптическая нормаль, различают три типа дисперсий биссектрис:

1) с осью b совпадает острая (I) биссектриса — дисперсия перекрещенная (борная кислота);

2) с осью b совпадает тупая (II) биссектриса — горизонтальная дисперсия (ортоклаз);

3) с осью b совпадает оптическая нормаль N — дисперсия наклонная (роговая обманка, авгит).

Кристаллы триклинные:

Положение оптической индикатрисы не зависит от элементов симметрии и занимает случайное положение. Положение ее, однако, для каждого кристаллического вещества этой системы характерно. Все три оси индикатрисы диспергируют и изменяют свое положение в зависимости от длины лучей и от температуры.

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП

При изучении оптических свойств кристаллического вещества в настоящее время пользуются главным образом поляризационным микроскопом, который в современном его виде носит характер универсального кристаллооптического прибора.

Однако в ряде случаев, кроме поляризационного микроскопа, в особенности при измерении оптических постоянных (показателей преломления), пользуются специальными приборами: гониометром со спектрометром для измерения показателей преломления в призмах, отшлифованных из кристаллического вещества, различного рода рефрактометрами для определения показателей преломления в пластинках, аппаратами для измерения углов оптических осей и рядом других дополнительных оптических приборов. Огромное значение имеет универсальный столик Федорова.

Основными частями поляризационного микроскопа являются (рис. 36 и 37): вращающийся столик, осветительный аппарат, тубус, линза Бертрана, окуляры, объективы, поляризатор и анализатор. Ход лучей изображен на рис. 38 и 39.

Вращающийся столик прикреплен к штативу; вращается вокруг оси, совпадающей с осью микроскопа; на краю столика нанесены деления через градус или полградуса; имеется нониус, при помощи которого можно особенно точно отсчитывать повороты столика. При столике имеются специальные зажимы для закрепления столика в неподвижном состоянии. В се-

редине столика находится круглое отверстие для пропуска света, падающего с прикрепленного под столиком микроскопа зеркала, вогнутого с одной стороны и плоского с другой.

Иногда для установки дополнительных оптических приборов в столике имеется более крупного размера отверстие, прикрытое круглой пластиной с отверстием в середине ее. На столике иногда прикрепляются салазки для передвижки препаратов, для чего имеются специальные отверстия на краю столика, так же, как и отверстия для укрепления зажимов.

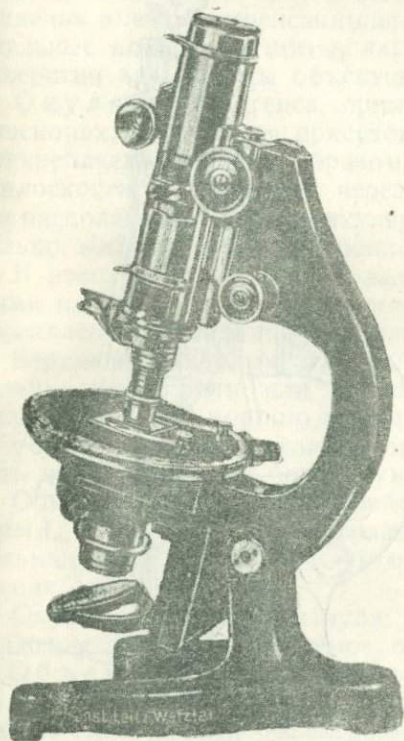


Рис. 36. Поляризационный микроскоп с системой зажима объектива.

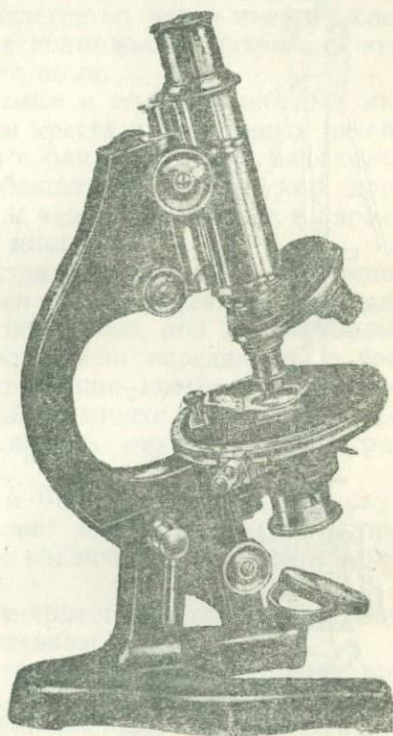


Рис. 37. Поляризационный микроскоп с револьверной системой.

Под столиком прикрепляется осветительный аппарат, могущий подыматься и опускаться при помощи специальной кремальеры. В осветительном аппарате укреплен и нижний николю или поляризатор, в ряде моделей имеется также диафрагма.

Тубус представляет собой металлический цилиндр (трубку), прикрепленный к штативу и могущий передвигаться при помощи специальной кремальеры вдоль оптической оси микроскопа; он может передвигаться вверх и вниз при помощи простого винта

(грубая установка) и очень точно при помощи микрометрического винта с делениями или без делений на головке его.

В нижнем конце тубуса имеются приспособления для прикрепления к нему объективов: в верхнюю часть тубуса вставляются окуляры. На верхнем конце тубуса имеются специальные углубления, в которые попадают выступы на окуляре; это

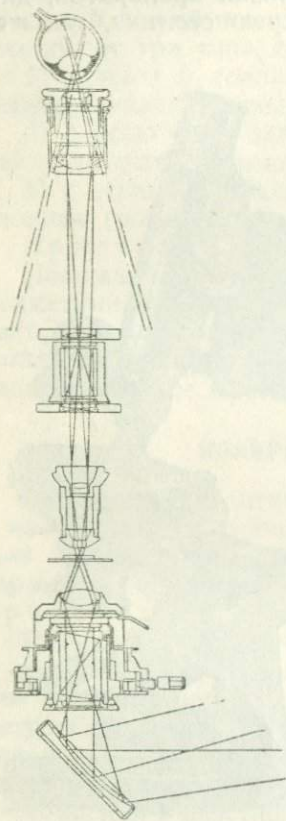


Рис. 38. Ход лучей в поляризационном микроскопе (ортоскоп).

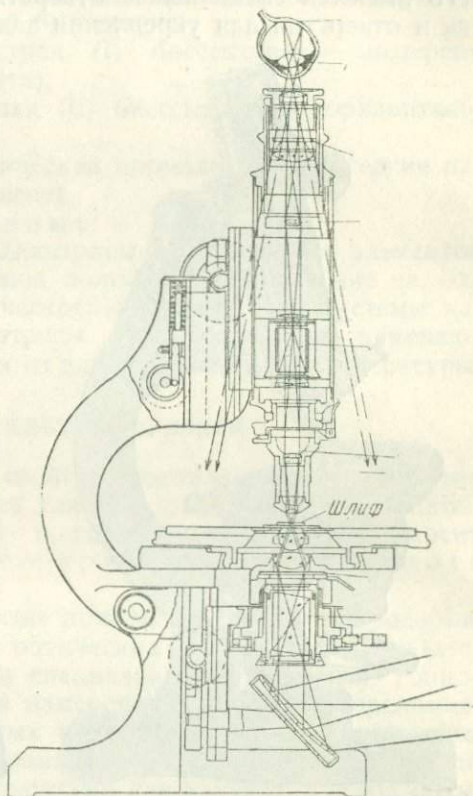


Рис. 39. Ход лучей в поляризационном микроскопе (коноскоп).

устроено с той целью, чтобы окуляр, вставленный в тубус микроскопа, стоял во вполне определенном и неизменном положении.

В тубусе имеется ряд отверстий, в которые вставляются различные приборы и приспособления, в том числе верхний николю или анализатор. Тубус в одних микроскопах имеет неизменную длину, в других он состоит из двух труб, вставленных одна в другую, благодаря чему его можно удлинить и тем самым увеличивать расстояние между окуляром и объективом или другими частями микроскопа, находящимися внутри тубуса.

Линза Бертрана состоит из вставленной в специальную обойму линзы и служит для того, чтобы увеличивать совместно с окуляром те изображения, которые получаются при работе с микроскопом над объективом (интерференционные фигуры в сходящемся свете). Обычно она вдвигается в тубус в специальное отверстие. Особенно хорошие результаты получаются в том случае, когда линза снабжена диафрагмой Бертрана. При работе с линзой Бертрана без диафрагмирования интерференционная фигура почти не видна или совершенно не проявляется.

В нижней части тубуса имеются специальные отверстия для введения в него компенсационных пластинок; часто имеются специальные кольцевые щиты, дающие возможность закрывать эти отверстия для защиты объектива от пыли.

Окуляры Гюйгенса, применяемые в поляризационных микроскопах, отличаются присутствием креста из паутинных нитей, прикрепляемых таким образом, что одна из нитей находится в плоскости, проходящей через наблюдателя и микроскоп, другая располагается перпендикулярно к этой плоскости, т. е. параллельно направлениям колебаний в николях.

В некоторые окуляры можно вставлять пластинку с нанесенными на ней микрометрическими или иными делениями с целью определения размеров кристаллов, изучаемых под микроскопом.

Верхнюю линзу окуляра обычно можно передвигать с той целью, чтобы нити или микрометрические деления в окуляре были достаточно хорошо видны; при установке паутинных нитей на точное видение рекомендуется вынуть окуляр и рассматривать через него лист белой бумаги.

Обычно в микроскопах Лейтца и Винкеля применяются окуляры I, II, III и IV; I дает сравнительно малое увеличение и небольшое поле зрения, IV — большое увеличение и широкое поле зрения.

Окуляр, действуя как лупа, увеличивает действительное изображение предмета, даваемое объективом.

Объективы не отличаются от тех, которые применяются в биологических микроскопах. При исследованиях пользуются следующими объективами (микроскопы Винкеля-Цейсса, Лейтца и др.):

№ 0 и 1 (малое увеличение, большая передняя линза с большим фокусным расстоянием) — для общего обзора шлифа, не диафрагмируя поле зрения и удаляя присутствующий в составе осветителя специальный конденсатор; в присутствии конденсатора или при диафрагмировании освещается только часть поля зрения.

№ 2, 3 и 4 (среднее увеличение, небольшая передняя линза со средним фокусным расстоянием) — обычно применяются при исследовании горных пород, в особенности № 3; при работе следует оставлять под столиком микроскопа конденсатор, лишь немного опустив его вместе с осветителем, пока не получится особенно отчетливая картина наблюдаемого под микроскопом;

для рационализации работы с микроскопом целесообразно не удалять конденсатор во время исследования.

№ 5, 6 и 7 (большое увеличение, очень малая передняя линза с малым фокусным расстоянием) — употребляются в тех случаях, когда нужно исследовать вещество при большом увеличении или когда производится специальное исследование в сходящемся свете, а также при изучении линий Бекке. При обычном исследовании применять № 6 и 7 не следует.

№ 9 и иммерсионные объективы применяются только в исключительных случаях для изучения самых мелких деталей строения кристаллического вещества.

В том случае, когда желательно получать особенно большие увеличения при том же объективе, применяется тот же окуляр Гюйгенса с добавлением корректирующей линзы, благодаря которой поле зрения становится более плоским; такого рода окуляр особенно пригоден в случае производства микроскопических снимков.

Окуляры типа Гюйгенса носят название отрицательных, в отличие от положительных окуляров Рамсдена.

Для изучения шлифов применяются ахроматические объективы со специальными номерами, различными у различных систем микроскопов, с фокусными расстояниями часто 40, 32, 16 и 4 мм. Только высшего качества ахроматические объективы при увеличении окуляра в 12 раз или более не дают aberrации.

Для устранения хроматической aberrации, от которой не полностью освобождены ахроматические объективы, применяются апохроматические объективы («апохроматы»). Практически при применении апохромата все изображения разных цветов видны в одной плоскости. Стекла этих объективов изготавливаются из стекла и плавикового шпата. Изготовление их особенно затруднительно, и потому цена их особенно высокая. При изучении шлифов такого рода объективы применяются редко.

Объективы получают от объекта пучки лучей с различными углами расхождения, притом более сильные объективы — более широкие пучки, более слабые — более узкие. Если обозначим половину угла такого пучка α , показатель преломления среды, через которую проходит пучок, n , произведение $n \sin \alpha = A$ называется численной апертурой объектива (рис. 40). Для сухих систем всегда $A < 1$, для иммерсионных водных всегда $A < 1,33$, для кедрового масла всегда $A < 1,515$. Яркость микроскопического увеличения пропорциональна $\frac{A^2}{V}$, где V — общее увеличение микроскопа, т. е. увеличение, даваемое объективом v_1 , увеличиваемое окуляром, как лупой, в v_2 раз, т. е. $V = v_1 \cdot v_2$.

Величина апертуры объектива измеряется приборами, называемыми апертометрами. Часто применяется апертометр Метца как для сухого, так и для иммерсионного метода (рис. 41). Апертометр помещается на столик микроскопа, передняя матовая

сторона его ярко освещается; микроскоп фиксируется на отверстие апертметра, и определяется апертура объектива.

Увеличения (микроскоп Лейтца)

| Тип объектива | Фокусное расстояние, в мм | Увеличение | Увеличение (X) с окуляром | | | Нумерическая апертура |
|--|---------------------------|------------|---------------------------|------|------|-----------------------|
| | | | X 5 | X 10 | X 15 | |
| Ахроматический . . . | 40 | 3,2 | 16 | 32 | 48 | 0,12 |
| " | 32 | 4,3 | 21 | 43 | 65 | 0,15 |
| " | 16 | 10 | 50 | 100 | 150 | 0,25 |
| Апохроматический . . | 8 | 23 | 115 | 230 | 345 | 0,65 |
| " | 4 | 46 | 230 | 460 | 630 | 0,95 |
| Апохроматический (масляная иммерсия) . | 2 | 92 | 460 | 920 | 1380 | 1,32 |

Длина тубуса 170 мм; расстояние изображения 250 мм.

Поляризатор состоит из поляризационной призмы различной конструкции, вставляемой под столиком микроскопа.

При помощи нанесенных на обойме, в которую вставляется поляризатор, делений его устанавливают так, чтобы направление колебаний в нем было параллельно одной из нитей в окуляре. Раз закрепленный, он не должен поворачиваться.

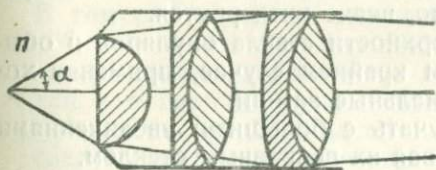


Рис. 40. Нумерическая апертура объектива.

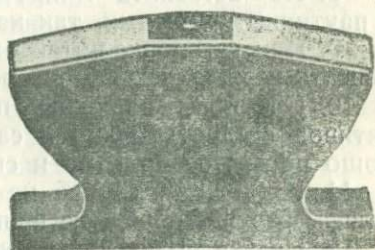


Рис. 41. Апертметр Метца.

Анализатор, состоящий также из поляризационной призмы той или иной конструкции, обычно вдвигается в тубус микроскопа и легко может быть оттуда выдвинут. Анализатор обычно не вращается; в некоторых моделях он может поворачиваться на 90°. В последнем случае необходимо проверять нажимом пальца точную установку его на 0 или 90°.

В специальных случаях применяют накладной анализатор с нанесенными на его нижнем крае делениями; его кладут на окуляр; внутренний диаметр его немного лишь больше диаметра

верхней части окуляра; применяя накладной анализатор, обязательно вынимают из тубуса вдвигаемый в него анализатор.

Основные правила работы с микроскопом. Необходимо всегда помнить, что при бережном обращении микроскоп может работать без ремонта многие годы.

При работе с микроскопом нужно знать следующие правила:

1. Необходимо микроскоп поставить прямо против себя, сесть возможно более удобно, без напряжения, так, чтобы глаз приходился на уровне окуляра.

2. Следует защищать свои глаза от яркого постороннего света (лампы, окна), лучше всего при помощи ширмочек.

3. При работе с объективами большого увеличения необходимо вначале осторожно опустить тубус почти до соприкосновения объектива с покровным стеклом шлифа, затем, медленно поднимая, навести на фокус. Без этой предосторожности можно повредить и шлиф, и объектив.

4. Вынимая объективы, никогда нельзя класть их на бок, обязательно ставить их вертикально.

5. Вынимая окуляры, никогда нельзя класть их на бок, так как они легко могут скатиться со стола; необходимо ставить их вертикально и обязательно верхней линзой в верх.

6. Не развинчивать объективов.

7. Не развинчивать и не трогать внутри пальцами окуляров, так как этим окуляры с паутинными нитями приводятся в негодность (нити защищены только верхней линзой окуляра).

8. Не вставлять микрометрические пластинки в окуляры с паутинными нитями, так как нити тотчас же разрываются.

9. При установке нитей окуляра на хорошую видимость передвигать верхнюю линзу осторожно, иначе нити рвутся.

10. Протирать наружные поверхности стекла окуляров и объективов следует только в самом крайнем случае, применяя хорошо промытое полотно и специальные замши.

11. Ни в коем случае не изучать с большими увеличениями шлифы рыхлых пород, не прикрывая их покровным стеклом.

12. Нельзя пользоваться химическими реагентами, не защитив предварительно объектив от действия их, в первую очередь покровным стеклом.

13. При переносе микроскопа необходимо поддерживать его снизу, ставя его на ладонь одной из рук.

14. Перенося микроскоп в ящике, необходимо прежде всего проверить, заперт ли ящик, иначе микроскоп может выпасть из него.

15. При работе с микроскопом необходимо оберегать свои глаза. Для этого надо: а) смотря в микроскоп одним глазом, не закрывать другого; б) устанавливать микроскоп на бесконечность, для чего сперва смотрят на отдаленный предмет, затем, посмотрев в микроскоп, быстро устанавливается микрометрическим винтом ясность поля зрения.

Центрировка микроскопа. Прежде чем приступить к исследованию минералов в шлифе, необходимо центрировать микроскоп, т. е. привести в совпадение ось микроскопа, которая дается пересечением паутинных нитей, с осью вращения столика микроскопа. Это особенно необходимо делать при больших увеличениях. При перемене объективов центрировка может несколько нарушаться. Лишь некоторые микроскопы не нуждаются в центрировке, именно микроскопы с одновременно вращающимися окулярами и николями и микроскопы, в которых вращается столик вместе с объективами.

В остальных микроскопах центрировка производится при помощи двух взаимно перпендикулярных винтов, находящихся в одних микроскопах на тубусе; в других в обойме объективов. Вращая столик микроскопа, находят, что центр вращения его лежит в стороне от пересечения нитей в окуляре; заметив положение центра вращения, помещают в нем, передвигая препарат, маленькое зернышко (при вращении столика оно вращается в таком случае вокруг себя, не сдвигаясь с места) (рис. 42). Если винты параллельны нитям в окуляре, вращая одним винтом, приводят центр вращения на одну из нитей; вращая вторым винтом, приводят его на пересечение нитей; если центрировка не вполне достигнута, ту же операцию производят снова, пока какая-либо точка препарата, помещенная в центре поля зрения, при вращении столика микроскопа будет неизменно сохранять свое положение. В том случае, когда винты образуют с нитями в окуляре угол 45° , окуляр с перекрещенными нитями поворачивают на 45° и затем производят того же рода передвижения оси объектива, как и в первом случае. Если зернышко описывает круги скачками и не представляется возможным центрировать микроскоп, следует считать, что его необходимо ремонтировать.

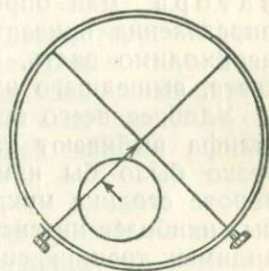


Рис. 42. Центрировка микроскопа.

Юстировка николей и нитяного креста. Для определения точности пересечения нитей под углом 90° друг к другу в центре поля зрения помещают минерал с прямыми линиями ограничения (турмалин, апатит, натролит, биотит); поворачивая столик микроскопа, приводят в совпадение прямой край кристалла с одной из нитей окуляра. Сделав отсчет, поворачивают столик на 90° и наблюдают, параллельна ли вторая нить тому же краю кристалла или нет. Если нити не взаимно перпендикулярны, необходимо передать окуляр мастеру для исправления. Нити окуляра должны быть строго параллельны сечениям николей. Проверка производится таким образом: тот же двоякопреломляющий минерал с прямыми краями ограничения или трещины спайности устанавливают в центре поля зрения так, чтобы прямой край его или трещина спайности были парал-

лельны одной из нитей в окуляре; при скрещенных николях пластинка должна быть темной, если данная нить стоит параллельно сечению поляризатора; затем делается такая же проверка для второй нити. Если минерал не угасает, необходимо дать мастеру микроскоп на исправление, иначе ряд выводов во время производства исследования минералов будет неправилен.

Для проверки правильности взаимного положения николей вынимают объектив и окуляр и, скрестив николи, наблюдают, насколько затемнено освещенное, без перекрещенных николей, нижнее отверстие тубуса микроскопа. Если затемнение неполное, необходимо от руки внести поправку в положение поляризатора, повернув его на соответствующий угол в ту или другую сторону. Вслед за этим необходимо снова проверить правильность юстировки нитей в окуляре.

Определение плоскости колебаний поляризатора. Для определения характера плеохроизма и точного определения показателей преломления иммерсионным методом, необходимо знать, в какой плоскости совершаются колебания света, вышедшего из поляризатора.

Удобнее всего воспользоваться шлифом биотита. В качестве шлифа выбивают такой разрез этого минерала, где особенно резко было бы изменение окраски его (плеохроизм) при повороте столика микроскопа. Установив кристалл так, чтобы он был наиболее интенсивно окрашенным, замечают положение ясно видимых трещин спайности в биотите. Они в данном случае параллельны одной из нитей окуляра и той плоскости, в которой происходят колебания света, выходящего из поляризатора (сокращенно — плоскости колебаний поляризатора). В микроскопах Лейтца это направление соответствует вертикальной нити окуляра, в микроскопах фирм Винкеля-Цейсса и Рейхерта — горизонтальной нити. Положение плоскости колебаний для данного микроскопа необходимо раз и навсегда заметить и записать.

Порядок исследований под микроскопом. Исследования породообразующих минералов под микроскопом необходимо производить последовательно в строго определенном порядке, так как тем самым сберегается время. В том же порядке производится изучение и самой методики исследования оптических свойств породообразующих минералов.

Изучение породообразующих минералов, как и вообще всяких кристаллических тел, производится обычно в так называемых шлифах, т. е. тонких пластинках, изготовленных путем шлифования из горных пород, минерала или другого твердого кристаллического вещества. Обычно при петрографических исследованиях пользуются шлифами, толщина которых достигает всего 0,025 мм. Так как приготовить шлиф такой именно толщины далеко не всегда удается, толщина шлифов колеблется в большинстве случаев в пределах от 0,02 до 0,03 мм.

В некоторых случаях из отдельных минералов готовят для более детального исследования, если только возможно, спе-

циальные более толстые пластинки, дающие возможность подробнее изучать отдельные свойства этих кристаллических веществ; толщина такой пластинки может быть крайне разнообразна в зависимости от цели, для которой она готовится, и от того, насколько она при более или менее значительной толщине остается прозрачной.

Шлифы приклеиваются канадским бальзамом к толстому предметному стеклу (применяется стекло по возможности лучше полированное) и покрываются сверху канадским бальзамом и тонким покровным стеклом. На шлифе наклеивается этикетка, на обратной стороне алмазом выцарапывается номер шлифа. Шлиф всегда кладут на столик микроскопа покровным стеклом вверх, иначе при большом увеличении можно легко раздавить шлиф, так как толщина слоя канадского бальзама и предметного стекла больше, чем фокусное расстояние объектива, дающего большое увеличение.

Порядок исследований следующий.

Препарат изучают сперва при одном поляризаторе, не вынимая поляризатора, но хорошо осветив поле зрения, обычно несколько опустив осветительный аппарат до наилучшей степени освещения поля зрения (не особенно яркое и не слишком слабое, но обязательно равномерное освещение). Обычно среднее увеличение (объектив № 3).

При одном поляризаторе изучают:

1. Общий состав шлифа (состоит ли он из одного или нескольких различных веществ, из одного индивидуума или агрегата нескольких зерен одного минерала или минералов различного состава), очертания отдельных минералов, углы между прямыми линиями элементов ограничения, если таковые имеются.

2. Трещины спайности, их характер, углы между ними, отношение к линиям ограничения.

3. Показатели преломления минералов.

4. Точечные включения стекла, жидкостей и газов.

5. Размеры минералов, их толщина.

6. Толщина шлифа (грубо).

7. Цвет минералов и предварительно плеохроизм их.

После этого исследования производятся при двух николях.

Вдвигают анализатор.

- I. Параллельный свет. Обычно среднее увеличение (объектив № 3):

1. Устанавливают различия между кристаллами и минералами однопреломляющими и двоякопреломляющими.

2. Определяют силу двойного лучепреломления.

3. Измеряют толщину шлифа (более точно).

4. Измеряют углы угасания.

5. Определяют оптический характер удлинения.

6. Изучают двойники и оптические аномалии.

- II. Сходящийся свет. Большое увеличение (объектив № 7).

1. Устанавливают принадлежность минерала к оптически одноосным или двуосным кристаллам.

2. Определяют оптический характер минерала.

3. Измеряют углы между оптическими осями.

4. Изучают дисперсию оптических осей и биссектрис.

5. Определяют оптическую ориентировку (положение оптической индикатрисы в кристалле), с указанием на совпадение тех или иных показателей преломления, т. е. осей индикатрисы (N_g , N_m и N_p), с кристаллографическими осями a , b и c или, в случае несовпадения, определяют углы между осями кристаллографическими и индикатрисы; должно быть указано также и положение плоскости оптических осей.

III. Детальное изучение плеохроизма.

Основные свойства кристаллов в шлифе

I. При скрещенных николях минерал на поляризованный свет не действует; все зерна его при вращении столика остаются темными. Незаметно действие на поляризованный свет и в случае вдвигания гипсовой пластинки — изотропный или однопреломляющий минерал.

1. Зерна совершенно лишены кристаллографических очертаний; нет определенных следов кристаллического строения; возможен аморфный минерал; не исключается кубическая сингония.

2. Имеются правильные кристаллы, прямые линии ограничения, трещины спайности, двойники — кубическая сингония.

II. Разрезы, по крайней мере некоторые, действуют на поляризованный свет, при полном обороте столика микроскопа четыре раза затемняются и четыре раза просветляются, обнаруживая нередко те или иные интерференционные цвета, — анизотропный или двоякопреломляющий минерал.

1. В разрезах, не действующих на поляризованный свет, в сходящемся свете видна фигура в виде креста; в разрезах, действующих на поляризованный свет, угасание прямое — одноосные кристаллы.

а) Поперечные разрезы имеют квадратные или восьмиугольные очертания — тетрагональная сингония.

б) Поперечные разрезы шестиугольные, иногда трехугольные — гексагональная сингония.

2. В разрезах, не действующих на поляризованный свет, виден выход оптической оси оптически двуосного кристалла — двуосные кристаллы.

а) Во всех разрезах угасание прямое или симметричное; все оси эллипсоида N_g , N_m и N_p совпадают с кристаллографическими — ромбическая сингония.

б) В ряде разрезов, именно в разрезах, перпендикулярных к плоскости симметрии кристаллов (010), угасание прямое или симметричное, в других косое; с кристаллографической осью b

совпадает только одна из осей индикатрисы Ng , Nm или Np — моноклиная сингония.

в) Все разрезы дают косые и несимметричные угасания. Оси оптической индикатрисы Ng , Nm и Np не совпадают с кристаллографическими осями — триклинная сингония.

Исследования при одном поляризаторе

Изучение формы и спайности

В разрезах минералов нередко наблюдаются прямые линии ограничения, часто указывающие на кристаллографические очертания минерала; линии такого рода часто пересекаются под характерными для того или иного минерала углами. Изменение этих углов производится следующим образом: тщательно центрировав столик микроскопа, вершину измеряемого угла помещают в центре поля зрения; вращая столик, ставят параллельно одной из нитей окуляра одну из сторон измеряемого угла и делают отсчет при помощи нониуса. Затем в то же положение приводят вторую сторону угла и делают второй отсчет, вычитая одну величину из другой, получают величину измеряемого угла.

Важным диагностическим свойством минералов является их спайность, по характеру трещин которой можно судить о степени совершенства ее. Изучение этих трещин производится при опущенном конденсаторе (рис. 43 а) или зажатой диафрагме (рис. 43 б). В одних случаях трещины идут только по одному направлению, как, например, в слюдах (табл. V, рис. 1), в других — они идут по двум или более кристаллографическим равнозначным направлениям, образуя в таком случае характерные углы. Так, в роговой обманке (табл. VI, рис. 1) трещины спайности по призме образуют углы 124° , в авгите 87° (табл. VII, рис. 1). При определении углов между трещинами спайности необходимо следить за тем, чтобы стенки этих трещин шли параллельно оси микроскопа. В этом убеждаются, подымая и опуская тубус микроскопа: если стенки параллельны оси микроскопа, они при этом не сдвигаются в сторону; в противном случае передвигаются в ту или иную сторону.

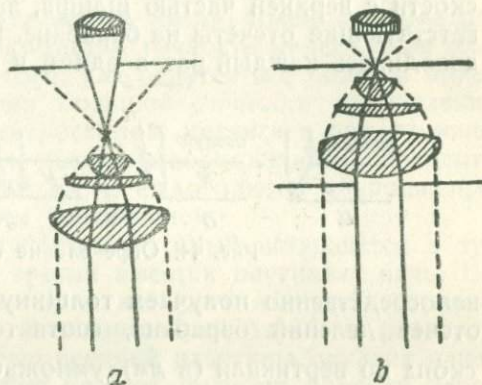


Рис. 43. Передвижка конденсатора (а) и диафрагмирование (б).

В одних случаях трещины идут только по одному направлению, как, например, в слюдах (табл. V, рис. 1), в других — они идут по двум или более кристаллографическим равнозначным направлениям, образуя в таком случае характерные углы. Так, в роговой обманке (табл. VI, рис. 1) трещины спайности по призме образуют углы 124° , в авгите 87° (табл. VII, рис. 1). При определении углов между трещинами спайности необходимо следить за тем, чтобы стенки этих трещин шли параллельно оси микроскопа. В этом убеждаются, подымая и опуская тубус микроскопа: если стенки параллельны оси микроскопа, они при этом не сдвигаются в сторону; в противном случае передвигаются в ту или иную сторону.

Толщина шлифа довольно грубо измеряется с помощью метода Шона и точнее по силе двойного лучепреломления, измененной компенсатором, о чем будет сказано ниже. При первом методе микроскоп устанавливается так, что отчетливо видна нижняя поверхность шлифа (на предметном стекле под шлифом всегда можно найти пылинки); затем замечают деление микрометрического винта против неподвижной стрелки, вращают микрометрический винт, пока отчетливо не появится верхняя поверхность шлифа, и делают второй отсчет; если известен показатель преломления той среды, через которую наблюдали в первом случае пылинки (он равен n), то толщина шлифа определяется по формуле: $e = n \cdot i$, где i есть кажущаяся толщина шлифа, определяемая из разности двух указанных отсчетов.

Можно также устанавливать микроскоп на имеющуюся в шлифе косую трещину, косо проходящую спайность или кристаллическую грань. Фиксируют сперва пересечение этой плоскости с верхней частью шлифа, затем с нижней и делают соответствующие отсчеты на барабане. Если установка на фокус производилась каждый раз в одной и той же среде (в воздухе), мы

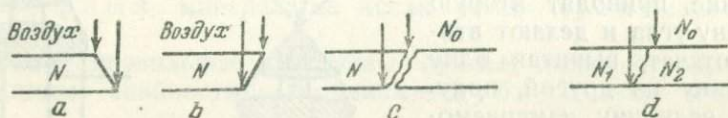


Рис. 44. Определение толщины шлифа.

непосредственно получаем толщину шлифа; если же в разных — отсчет делений барабана, соответствующий передвижке микроскопа по вертикали (в мм), умножаем на $\frac{N}{N_0}$, где N — показатель преломления минерала, N_0 — окружающей среды; для $\frac{N}{N_0}$ достаточно знать один знак после запятой.

На рис. 44 представлены четыре случая. В соответствующих этим случаям формулах e — толщина шлифа, h — передвижка тубуса, N — показатель преломления кристалла, N_1 и N_2 — показатели преломления двух соприкасающихся кристаллов, N_0 — показатель преломления канадского бальзама:

- $e = h$ (для отдельного кристалла в воздухе);
- $e = N \cdot h$ (для отдельного кристалла в воздухе);
- $e = \frac{N}{N_0} \cdot h$ (для шлифа в канадском бальзаме с трещиной);
- $e = \frac{N_1}{N_0} \cdot h$ (для двух рядом расположенных кристаллов в канадском бальзаме).

Толщину шлифа возможно также определить по силе дупреломления минерала, $N_g - N_p$ которого известна, в разрезе, параллельном плоскости оптических осей (или оптической оси

в одноосном кристалле), по формуле $e = \frac{R}{Ng - Np}$ где: e — толщина шлифа, R — разность хода двух лучей с показателями Ng и Np . Определив таким образом толщину шлифа, можно в том же шлифе определить силу двупреломления других минералов.

О разделении размеров минералов

Для определения размеров минералов в шлифе иногда пользуются особыми салазками, укрепляемыми на столике микроскопа с двумя взаимно перпендикулярными винтами. На краях салазок, как и на головках винтов, находятся деления, при помощи которых можно отсчитывать величину передвижения препарата, а следовательно и величину того или иного зерна минерала с точностью обычно до 0,01 мм. Если имеются микрометрические винты, точность увеличивается до 0,0025 мм.

Более точные результаты получаются при употреблении микрометра, помещаемого в окуляре. Каждое деление микрометра соответствует заранее определенному числу долей миллиметра; при употреблении окуляр-микрометра точность определения размеров повышается по мере того, как берутся все более и более сильные объективы. Особенно большой точности определение размеров кристаллов под микроскопом достигает при помощи винтового окуляр-микрометра, дающего возможность определить размеры с точностью до 0,0001 мм, т. е. до одного микрона, при условии пользования большим увеличением.

В винтовом окуляре-микрометре, который вставляется в тубус вместо окуляра, в поле зрения имеется паутиная нить. На ось винта насажен барабан, на краю которого нанесены деления, сбоку находится неподвижный нониус; край барабана разделен на 100 равных частей. На краю верхней пластины окуляра нанесены деления, соответствующие каждое полному обороту барабана. При его использовании необходимо знать: 1) увеличение системы (окуляр плюс объектив), 2) величину перемещения, соответствующую одному делению барабана. Первое дается при микроскопе, или его можно определить самому, положив на столик микроскопа стеклянную микрометрическую линейку с делениями через каждые 0,01 мм. Вторые определяются делениями на краю пластинки окуляра, где они нанесены через каждые 0,5 мм и одновременно соответствуют одному повороту барабана, т. е. одно деление барабана равно 0,005 мм. Рекомендуется самому проверять первую величину.

Определение относительных количеств минералов

Метод Делесса, видоизмененный Розивалем, заключается в том, что на рисунке препарата или на его микрофотографии проводят по различным направлениям линии, пересекающие минералы, присутствующие в шлифе. Измеряя длины отрезков, при-

ходящихся на долю каждого отдельного минерала, и складывая сумму этих отрезков, получают относительные количества минералов в данном шлифе и, следовательно, в самой породе. Вместо прямых линий можно проводить запутанные кривые линии. Точность будет тем больше, чем: а) меньше размеры отдельных минералов, б) больше проведено линий, в) больше та поверхность, на которой производится измерение. Если длина линии в сто раз больше диаметра отдельных зерен минералов, точность подсчета равна 1%.

Метод Розиваля может быть упрощен при пользовании окуляром Гиршвальда, в котором находятся две взаимно перпендикулярные линейки. Линейку, разделенную на 70 частей, ставят против нуля другой аналогичной линейки и подсчитывают, сколько делений первой приходится на долю отдельных минералов; затем передвигают линейку на одно деление второй и снова производят отсчет.

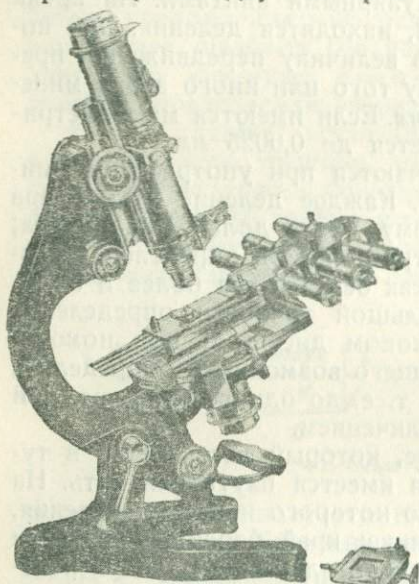


Рис. 45. Интеграционный столик.

Иногда пользуются также следующим методом: при помощи рисовального прибора на бумаге обводят контуры видимых в микроскоп минералов, ножницами вырезают эти минералы и взвешивают рисунки каждого минерала отдельно; то же можно сделать, вырезая изображения минералов на микрофотографии. Большой точности достигают этим методом, проектируя препарат на экран, обводя контуры минералов на бумаге, приложенной к экрану, и взвешивая затем вырезанные по контурам куски бумаги.

Для более точного определения количественного минералогического состава в шлифах применяются специальные приборы.

Интеграционный столик (рис. 45). Интеграционный столик может быть помещен на столик любого микроскопа. Главной его частью являются шесть измерительных шпинделей, передвигающих шлиф каждый самостоятельно. Вращение каждого из них отсчитывается на нем же. Каждый измерительный шпиндель предназначен для одного минерала. При помощи интеграционного столика возможно просуммировать содержание шести минералов в шлифе площадью 18×18 мм; возможно выбирать линии, отстоящие одна от другой на расстоянии до 0,1 мм. Самый отсчет производят таким образом: на перекрест нитей окуляра передвигают край данного минерала, делают первый отсчет на

одном из шпинделей; передвинув зерно данного минерала до края, вращают шпиндель, соответствующий второму, соседнему минералу, и т. д.; дойдя снова до нового зерна первого минерала, вращают шпиндель, ему соответствующий. На барабане можно делать отсчеты до 0,01 мм. Для передвижения по пустым местам служит добавочный подвижной столик или один из шпинделей.

Пуш-интегратор А. А. Глаголева. Основная часть пуш-интегратора Глаголева, в настоящее время широко применяемого для особенно точного и в то же время быстрого подсчета минералов в шлифе, состоит из регистратора с вертикально стоящими клавишами (конструкция 1935 г., рис. 46) или горизонтальными (конструкция 1937 г.). При надавливании на клавишу одновременно при помощи гибкого шнура передвигается подвижной держатель на столике микроскопа на одно деление (рис. 47) и автоматически делается отсчет на регистраторе, видимый в одном из шести, соответствующем нажатой клавише, окошечек счетчика.



Рис. 46. Пуш-интегратор Глаголева (модель 1935 г.).

Применение прибора основано на нанесении точек на диаметры минералов изучаемого шлифа горной породы и автоматической отметки точки на счетчике. После нанесения точек шлиф передвигают по линии, перпендикулярной к первой, на соответствующее число миллиметров или долей миллиметра и производят новый отсчет по второй линии и т. д. В результате для каждого из шести пересчитываемых минералов получается общая совокупность точек, приходящихся на каждый из минералов; число точек отсчитывается в соответствующем окошечке счетчика путем вычитания первого отсчета в начале работы из последнего отсчета.

Метод дает возможность особенно точно и очень быстро определять относительное количество минералов, имеющих в шлифе, что чрезвычайно ускоряет определение количественного минералогического состава горных пород.

Точность зависит от диаметра минералов в шлифе и повышается по мере уменьшения, до некоторого видимого предела, зерен минералов.

В последнее время приобретает все большее значение количественное определение минералов в горных породах. Оно дает возможность на основании не приблизительного суждения о составе породы, вытекающего из общей характеристики состава и структуры ее, но довольно точных числовых данных делать выводы об относительных количествах тех или иных определенных

минералов в горных породах и облегчает тем самым классификацию пород.

Вычислять количественный минералогический состав горных пород возможно двумя способами.

1. На основании данных химического анализа и дополнительного минералогического исследования.

Данные химического анализа перечисляют на молекулярный вес; исходя из молекулярного теоретического состава минералов, определяют количество молекул каждого отдельного окисла, приходящегося на эти минералы (метод американских петрографов, создавших свою количественную классификацию горных пород); перечисляют содержание минералов, входящих в состав породы, в процентах.

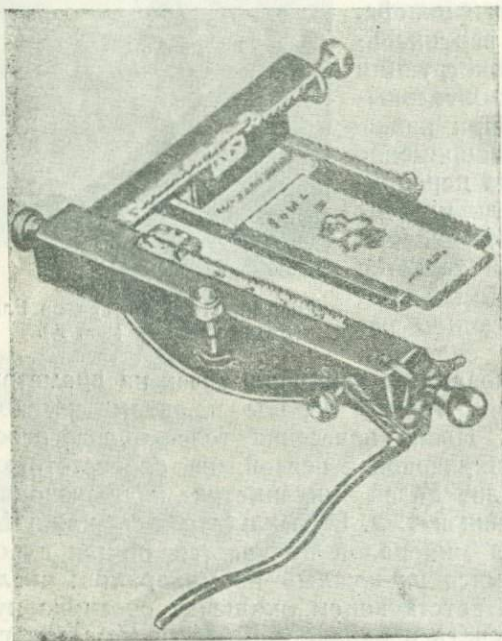


Рис. 47. Подвижной держатель.

Этот метод требует очень точного химического анализа и одновременно знания минералогического состава. Без минералогической характеристики он может дать совершенно превратное представление о количественном минералогическом составе породы. Необходимо знание также и химического состава минералов, входящих в состав горной породы.

2. На основании определения количественного содержания минералов в шлифах горной породы.

Зная химический состав отдельных минералов, выводимый обычно на основании тщательного микроскопического исследования [например, для плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, для ряда темных (магнезиально-железистых) минералов], и после тщательного измерения относительных количеств минералов в породе, точно определяют количественный минералогический состав породы; более того, зная этот состав, точно определив оптические свойства каждого минерала, являющиеся отражением их химического состава, и учитывая удельный вес минералов, можно с большой точностью определить и химический состав породы. Следует тут же указать на то, что это может иметь значение только в том случае, если порода состоит из достаточно крупных зерен минералов.

Исследование в отраженном свете непрозрачных минералов и фигур травления производят, закрывая зеркало внизу микроскопа и пользуясь падающим сверху светом. Или же, закрыв зеркало, вставляя вертикальный иллюминатор, в котором сбоку находится отверстие и против него внутри призма с полным внутренним отражением; в отверстие впускают лучи света, которые идут, преломившись в призме, вниз, где и отражаются от препарата. Имеются специальные методы исследования минералов в отраженном свете путем использования специальных объективов.

Детальные исследования непрозрачных минералов составляют предмет минераграфии.

Определение показателей преломления

Показатели преломления определяются с помощью микроскопа либо приблизительно (метод изучения рельефа поверхности минерала), либо довольно точно (метод погружения или иммерсионный). Наиболее точные результаты получаются при употреблении рефрактометров с полным внутренним отражением.

1. Изучение рельефа поверхности минерала. Метод основан на том, что в шлифе все минералы покрыты сверху и снизу слоем канадского бальзама с показателем преломления, близким к 1,537. В то же время поверхность шлифа всегда покрыта тонкими бороздками, получающимися при шлифовании. Если показатели преломления канадского бальзама и минерала неодинаковы, то на границе между первым и вторым происходят отклонения лучей вследствие явлений преломления и полного внутреннего отражения. Эти явления будут тем более сильно выражены, чем: а) больше разница между показателями преломления, б) более взаимно параллельны те лучи, которые проходят через препарат. Для получения возможно более параллельных лучей при помощи рычага или винта, находящегося под столиком микроскопа, опускают поляризатор, на котором лежит осветительная линза; при этом получают все более и более параллельные лучи (вертикальное или центральное освещение). То же получается, если зажимается диафрагма, помещенная под столиком микроскопа над поляризатором или под ним. В том случае, если сбоку подводить под поляризатор непрозрачную пластинку или палец, получается *косое освещение*, при котором пучок почти параллельных лучей идет косо к оси микроскопа. Во всех этих случаях поле зрения и препарат становятся более темными, но зато резко выступают явления преломления света, неодинаковые в различных минералах и в различных разрезах одного и того же минерала, а также явления полного внутреннего отражения.

Вследствие этих отклонений не все лучи попадают в микроскоп и, следовательно, в глаз. Благодаря этому поверхность минерала, если показатель преломления его разнится от показателя

теля преломления канадского бальзама, кажется покрытой мас-сой как бы точек, сливающихся друг с другом в тонкие морщинки: получается более или менее ясно заметная шероховатая, так называемая шагреневая поверхность минерала. Также и на границе между двумя минералами с неодинаковым показателем преломления наблюдаются нередко явления полного внутреннего отражения; благодаря им минерал с большим показателем преломления окружен светлой каймой, тем более широкой и резкой, чем больше его показатель преломления сравнительно с соседним минералом; минерал кажется как бы выдающимся над окружающими минералами; он обладает рельефом.

В зависимости от рельефа и показателей преломления минералы можно разделить на несколько групп.

Рельеф отрицательный:

1) Показатель преломления меньше 1,54. Шагреневая поверхность. Отрицательный (обратный) рельеф (минерал кажется расположенным ниже других). Опал, плавиковый шпат, содалит, кальцит, нозеан, гаюин, лейцит, альбит, ортоклаз, микроклин.

Без рельефа:

2) Показатель преломления 1,54—1,56. Без шагреневой поверхности и без рельефа. Нефелин, кварц, олигоклаз, кордиерит (частью).

Рельеф положительный:

3) Показатель преломления 1,56—1,60. Слабо выраженные шагреневая поверхность и рельеф. Андезин, мусковит, биотит (табл. V, рис. 3).

4) Показатель преломления 1,61—1,65. Ясная шагреневая поверхность и рельеф. Андалузит, апатит, турмалин (частью), роговая обманка (частью) (табл. VI, рис. 3).

5) Показатель преломления 1,66—1,70. Рельеф и шагреневая поверхность резко выраженные. Оливин, ромбические пироксены, диопсид, кальцит (No).

6) Показатель преломления 1,71—1,78. Рельеф и шагреневая поверхность очень резкие. Эпидот, авгит (табл. VII, рис. 3), гранат (табл. II, рис. 4).

7) Показатель преломления больше 1,78. Рельеф и шагреневая поверхность чрезвычайно резко выраженные. Титанит (табл. VIII, рис. 2), циркон, анатаз, рутил.

Следует иметь в виду, что благодаря присутствию в минерале включений, продуктов выветривания, а в некоторых случаях тонких и многочисленных трещин спайности может получиться поверхность минерала, напоминающая шагреневую.

При определении показателя преломления путем изучения рельефа и шагреневой поверхности необходимо обращать внимание на то, что она более резко выражена при большом увеличении, а также и при особенно низко опущенном конденсаторе.

При некотором навыке с помощью приведенной таблицы групп удается определять показатели преломления минералов с достаточной точностью.

2. Метод Бекке. При определении малой разницы показателей преломления двух рядом лежащих минералов, главным образом кварца и различных полевых шпатов, можно с большим успехом пользоваться методом, предложенным Бекке. Метод основан на том, что на границе между двумя минералами, хотя бы с весьма малой разницей в показателях преломления, при перемещении тубуса наблюдается появление тонкой светлой полоски (линии Бекке), которая при поднятии тубуса микроскопа передвигается в сторону минерала с большим показателем преломления. При этом под столиком микроскопа должен находиться поляризатор, благодаря которому можно выделять в исследуемых двоякопреломляющих минералах один из двух

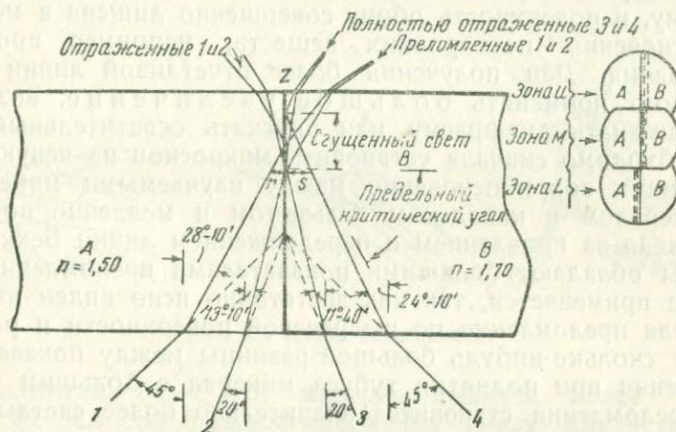


Рис. 48. Объяснение линии Бекке.

лучей. Появление линии Бекке объясняется тем, что часть лучей, падая под пологим углом на границу между двумя минералами и встречая минерал с меньшим показателем преломления, испытывает полное внутреннее отражение. Как видно из рис. 48, направо от границы между обоими минералами собирается большее число лучей, чем налево.

Все лучи, падающие под небольшим углом на поверхность, разделяющую оба минерала А и В, например $< 62^{\circ}10'$, испытывают полное внутреннее отражение и собираются в большем количестве над минералом, обладающим большим показателем преломления; наоборот, в сторону минерала с меньшим показателем преломления проходят только те лучи, которые падают под углом $> 62^{\circ}10'$, если считать, что этот угол является предельным углом полного внутреннего отражения.

При поднятии тубуса пучок отклоненных лучей попадает в глаз наблюдателю, и мы видим тогда на поверхности минерала с большим показателем преломления светлую полоску. Этим методом особенно часто пользуются при определении по-

левых шпатов, сравнивая их показатели преломления с показателями преломления соприкасающихся с ними зерен кварца.

При наблюдении линии Бекке необходимо выбирать такие места, где плоскость соприкосновения двух минералов стояла бы более или менее параллельно оси микроскопа, в противном случае линия Бекке затемняется явлениями преломления света в местах косоого расположения ограничивающей эти минералы плоскости, где как бы выклинивается край линзы.

Чем ровнее поверхность, отделяющая две среды, тем резче выражена линия Бекке.

Методом получения полоски Бекке можно пользоваться только в том случае, когда оба минерала, относительный показатель которых определяется, непосредственно прилегают один к другому, и поверхность обоих совершенно лишена в месте их соприкосновения посторонних веществ, например продуктов выветривания. Для получения более отчетливой линии Бекке необходимо применять большее увеличение, возможно более зажимать диафрагму или опускать осветительный аппарат. Необходимо сначала установить микроскоп на ясную видимость линии соприкосновения между изучаемыми минералами или минералом и канадским бальзамом и медленно подымать тубус, следя за появлением и передвижением линии Бекке. Если минералы обладают большими показателями преломления, этот метод не применяется, так как достаточно ясно виден характер показателя преломления по шагреновой поверхности и рельефу. В случае сколько-нибудь большой разницы между показателями преломления при поднятии тубуса минерал с большим показателем преломления становится значительно более светлым, чем минерал с меньшим показателем преломления, так как получается очень широкая линия Бекке.

3. Метод косоого освещения. При определении относительной величины показателей преломления двух рядом расположенных сред в шлифе, например минерала и бальзама или двух различных минералов, применяется также метод косоого освещения обычно при сравнительно небольших увеличениях (около 50 раз). При этом облегчается определение относительной величины показателей преломления одновременно ряда минералов в шлифе. Под осветитель продвигается с одной стороны картонная пластинка или другой предмет, благодаря этому поступает только часть пучка, отраженного от зеркала микроскопа. Лучший эффект получается без конденсатора. Половина поля зрения затемняется, и минералы, обладающие большим показателем преломления, чем соседние, обнаруживают появлению темной полоски на стороне зерна, удаленной от затемненной части поля зрения микроскопа, с меньшим показателем преломления на стороне, обращенной к этой части поля зрения. То же получается и при вдвигании картонной пластинки в отверстие над объективом (при малом увеличении и в присутствии конденсора) или при слабом задвигании анализатора.

Следовательно, если затемнение наблюдается на стороне зерна, обращенной к затемненной части поля зрения, минерал обладает меньшим показателем преломления, чем соприкасающийся с ним, если на удаленной — он обладает относительно большим показателем преломления.

Во всех этих случаях лучи проходят через изучаемые зерна минералов, соприкасающиеся с другими минералами или вообще находящиеся в среде с иным показателем преломления, в виде косоугольного пучка. Если параллельный пучок лучей проходит через линзовидное зерно, идя из менее плотной среды ($N_1 > N_2$), получается пучок света, сходящийся над зерном, и минерал становится более светлым (рис. 49 а). Если же он идет из среды

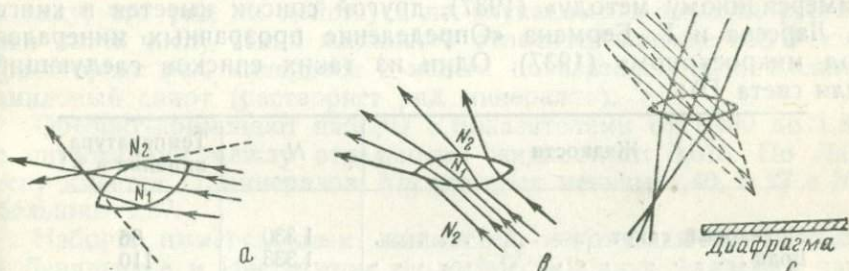


Рис. 49. Косое освещение.

более плотной ($N_1 < N_2$), минерал кажется более темным (рис. 49 б). Способ диафрагмирования снизу для устранения части лучей показан на рис. 49 с.

4. Иммерсионный метод. Иммерсионный метод имеет ряд существенных преимуществ перед другими методами определения показателей преломления, так как дает в ряде случаев особенно точные числа, притом с затратами минимального времени, и, кроме того, дает возможность определять показатели преломления, даже в особенно мелких зернах.

Основа метода заключается в том, что путем смешения двух жидкостей или пользуясь набором из большого числа жидкостей с разными показателями преломления подбирают такую жидкость, которая обладает показателем преломления, равным одному из показателей преломления минерала.

Особенно удобно сравнение показателей преломления жидкости и минерала при пользовании косым освещением; хорошие результаты получаются также и при центральном освещении.

Наиболее точно определяются показатели преломления методом дисперсии (комбинированный метод Мервина); точность достигает $\pm 0,001$. Минерал погружается в жидкость с несколько большим показателем преломления, чем минерал в натровом свете. Применяя монохроматический иллюминатор, изменяя длину волны, уравнивают показатели преломления жидкости и мине-

рала для иной длины волны, затем погружают тот же минерал в среду с меньшим показателем преломления, чем у минерала. То же делают для другой части спектра. Определяются показатели преломления минерала для двух цветов с различной длиной волны. Так как дисперсия показателей преломления составляет для большинства минералов почти прямую линию, показатели преломления для натрового или иного цвета можно определить графически.

Жидкости, которые применяют при работе иммерсионным методом, крайне разнообразны. Существует несколько наборов их. Такие наборы жидкостей предложены были Эммонсом, использовавшим их для петрографических целей. Список помещен также в книге Н. Е. Веденеевой «Лабораторное руководство по иммерсионному методу» (1937), другой список имеется в книге Е. Ларсена и Г. Бермана «Определение прозрачных минералов под микроскопом» (1937). Один из таких списков следующий (для света D):

| Жидкости | N | Температура кипения в °C |
|---------------------------------|-------|--------------------------|
| Метиловый спирт | 1,330 | 66 |
| Вода | 1,333 | 110 |
| Ацетон | 1,357 | 56,5 |
| Этиловый спирт | 1,362 | 78 |
| Гексан | 1,387 | 71 |
| Гептан | 1,409 | 98,4 |
| Хлороформ | 1,446 | 61,5 |
| Глицерин | 1,454 | 200 |
| Лавандовое масло | 1,463 | — |
| Оливковое масло | 1,469 | — |
| Миндальное масло | 1,475 | — |
| Касторовое масло | 1,479 | — |
| Льняное масло | 1,485 | — |
| Ксилол | 1,495 | 139 |
| Бензол | 1,500 | 80,4 |
| Кедровое масло | 1,507 | — |
| Монохлорбензол | 1,524 | 132 |
| Гвоздичное масло | 1,530 | — |
| Гвоздичная кислота | 1,534 | 247 |
| Бромистый этилен | 1,539 | 131 |
| Канадский бальзам | 1,539 | — |
| Нитробензол | 1,553 | 205 |
| Монобромбензол | 1,559 | 155 |
| Анисовое масло | 1,560 | — |
| Ортолуидин | 1,571 | 197 |
| Коричное масло | 1,586 | — |
| Бромформ | 1,597 | 151 |
| Кассиевое масло | 1,609 | — |
| Моноiodбензол | 1,619 | 188 |
| Хинолин | 1,623 | 239 |
| Сернистый углерод | 1,629 | 47 |
| Ацетилен, тетрабромид | 1,635 | 102 |
| Бромнафталин | 1,657 | 279 |
| Иодистый метилен | 1,739 | 180 |

При способе смешения двух жидкостей с различными показателями преломления пользуются *а*-монобромнафталином (показатель преломления 1,639) или иодистым метиленом (1,739), которые смешиваются с бензолом (1,500). Показатель преломления смеси наиболее удобно определять при помощи рефрактометра Бертрана, видоизмененного Смитом.

При помощи того же рефрактометра Бертрана — Смита можно определять показатель преломления и в пластинках минералов даже диаметром 1 мм, помещая их на плоскую поверхность полушара, смоченную *а*-монобромнафталином.

Наиболее точные результаты получаются при применении рефрактометров Валлерана или Клейна и др.

При пользовании иммерсионными жидкостями следует иметь в виду, что ряд их действует на изучаемые минералы, растворяя их. К числу таких жидкостей относится прежде всего вода (растворяет ряд минералов с малым показателем преломления), амидовый спирт (растворяет ряд минералов).

Обычно применяют наборы с показателями от 1,400 до 1,87, с интервалами между отдельными жидкостями 0,010. По Ларсену имеется 11 минералов, *Nm* которых меньше 1,40, и 27 с *Nm* бóльшим 1,87.

Наборы иммерсионных жидкостей изготовляются ВСЕГЕИ в Ленинграде и Институтом геологических наук Академии наук СССР в Москве.

Иммерсионные вещества, обладающие показателем преломления бóльшим, чем 1,87, при обычных температурах находятся в твердом состоянии и разогреваются на электрических плитках с тремя ступенями нагрева.

Небольшое количество иммерсионного вещества расплавляется на предметном стекле, вносится небольшое количество порошка исследуемого минерала, сверху масса прикрывается и придавливается покровным стеклом.

В числе веществ, относящихся к такого рода иммерсионным средам, имеются в частности следующие: расплавленный пиперин с примесью трехиодистого мышьяка и трехиодистой сурьмы, с показателями преломления от 1,68 до 2,10; сплав селена и серы, $n = 1,998 \text{ Na} - 2,716 \text{ Li}$, сплавы селена с селенистым мышьяком с показателями от 2,72 Li до 3,17 Li; галоидные соединения таллия (показатели преломления 2,4 и выше) и др.

Б. Рефрактометры с полным внутренним отражением. Распространенным и удобным, притом очень точным методом определения показателей преломления является определение их при помощи наблюдений полного внутреннего отражения. Для этого пользуются рефрактометрами с шаровым сегментом.

Берется полушар из стекла, обладающего особенно большим показателем преломления (1,8—1,9), плоская поверхность которого, проходящая через его центр, располагается вверху горизонтально.

На горизонтальной поверхности полушара в центре его при помощи капля, не действующей на стекло и на минерал-жидкости с большим показателем преломления, прикрепляется отшлифованная пластинка минерала. Жидкость образует между поверхностью полушара и пластинкой исследуемого минерала тонкий плоскопараллельный слой; необходимо, чтобы показатели преломления полушара N , жидкости n_1 и пластинки минерала n были: $N > n_1 > n$.

Освещая полушар с одной стороны рассеянным светом, мы будем видеть, что лучи, проходящие без преломления через полушар, частью пройдут через пластинку минерала под достаточно малым углом для того, чтобы они не испытывали полного внутреннего отражения; те же лучи, которые падают на нижнюю поверхность минерала под слишком большим углом, не проходят в минерал с малым показателем преломления и испытывают полное внутреннее отражение. Помещая по другую сторону полушара зрительную трубу, которая вращается в плоскости падения

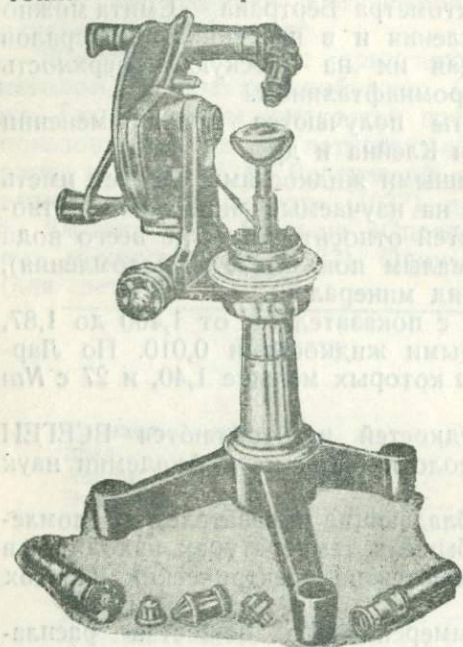


Рис. 50. Рефрактометр Аббе-Пульфриха.

лучей на пластинку, испытываемую на полное внутреннее отражение, находим крайний луч, полностью отражающийся судя по резкой границе между более темной и более светлой частями поля зрения в зрительной трубе.

При помощи рефрактометров с полным внутренним отражением удается определять показатели преломления с точностью до четвертого десятичного знака.

Рефрактометр Аббе-Пульфриха (рис. 50). Рефрактометр состоит из полого металлического вертикального цилиндра, на верхнем конце которого прикреплен стеклянный полушар из сильно преломляющего свет стекла с горизонтальной плоскостью, проходящей через центр полушара и перпендикулярно к оси вращения цилиндра. Вращение вокруг этой оси может производиться при помощи специальных небольших ручек на краю горизонтального лимба, на котором производятся отсчеты вращения полушара. В нижнем конце полой вертикальной трубы, укрепленной вместе с упомянутым лимбом в обойме,

находится призма николя. К штативу прикреплены зеркало, через которое пропускается свет по вертикали (по полюсу цилиндру), а также вращающаяся вокруг оси, перпендикулярной к полюсу вертикальному цилиндру, зрительная колечато изогнутая труба с окуляром и призмой николя. Зрительная труба имеет противовес и вращается вместе с лимбом и делениями на его краю; неподвижно укреплен нониус для производства отсчетов вращения зрительной трубы. По другую сторону зрительной трубы имеется зеркало для направления рассеянного монохроматического света скользкими лучами на горизонтальную поверхность полушара.

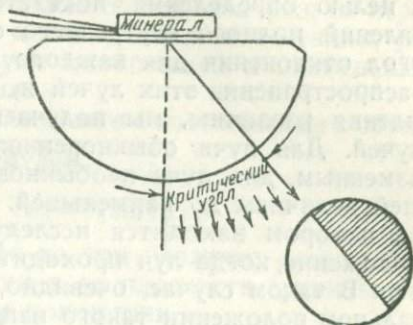


Рис. 51 а. Определение показателей преломления по методу Аббе-Пульфриха.

В окуляре имеется перекрест нитей, точка пересечения которых лежит на оси зрительной трубы.

Вращая трубу при наличии на полушаре исследуемой пластинки минерала, устанавливают границу между темным и светлым полем зрения на перекресте нитей; эта граница получается благодаря явлениям полного внутреннего отражения; тем самым находят предельный угол этого отражения — предельный луч идет в таком случае

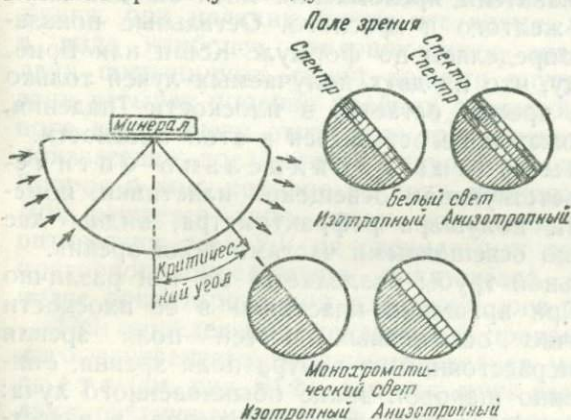


Рис. 51 б. Определение показателей преломления по методу Аббе-Пульфриха.

вдоль оси зрительной трубы. Отсчет производится при помощи нониуса с точностью до минут. Для определения угла полного внутреннего отражения необходимо знать угол i этого отражения. Его определяют, сперва поставив зрительную трубу вертикально, наблюдая перекрест в полой вертикальной трубе и делая соответствующий отсчет на лимбе и затем вращая трубу до затемнения половины поля зрения. Полушар освещается либо методом скольжения по поверхности (рис. 51 а), либо снизу (рис. 51 б).

При измерении показателей преломления при помощи призмы или рефрактометра необходимо либо пользоваться

имеющимися ровными плоскостями кристаллов, либо же шлифовать соответствующие плоскости на кристаллах; последнее в ряде случаев является далеко не легким делом.

Применяя пластинку оптически одноосного кристалла с целью определения показателей преломления при помощи явлений полного внутреннего отражения, измеряют предельный угол отклонения для каждого из двух лучей. Так как скорости распространения этих лучей и, следовательно, показатели преломления различны, мы получаем два предельных угла для этих лучей. Для луча обыкновенного предельный угол остается неизменным, для луча необыкновенного он меняется от наибольшей величины до наименьшей. Вращая полушар рефрактометра, на котором находится исследуемая пластинка, находим такое положение, когда луч проходит под прямым углом к оптической оси. В таком случае, очевидно, получается то, что при горизонтальном положении такого направления скользящий луч распространяется перпендикулярно к оптической оси кристалла; следовательно, получаются два луча, причем колебания одного из них (обыкновенного) происходят перпендикулярно к оптической оси, другого (необыкновенного) — параллельно ей.

Если определить угол наименьшего отклонения каждого из них в отдельности, получаем показатели преломления N_o и N_e . Можно определить показатели преломления хотя бы для двух цветов, например для желтого и красного. Остальные показатели преломления мы определяем по формуле Коши или Брюи.

Следует иметь в виду, что из двух получаемых лучей только луч обыкновенный все время остается в плоскости падения, луч необыкновенный может и не оставаться в этой плоскости.

1) Пластинка вырезана параллельно оптической оси. При соответствующем освещении пластинки, помещенной на поверхности полушара рефрактометра, видны две границы между различно освещенными частями поля зрения.

Поле зрения зрительной трубы разделяется на три различно освещенных участка. При вращении пластинки в ее плоскости одна из границ различно освещенных частей поля зрения остается на одинаковом расстоянии от центра поля зрения, описывая круг, соответственно шаровой волне обыкновенного луча: $N_o = n \sin i_o$; другая граница меняет свое положение; в известный момент она соответствует наименьшему (N_p) или наибольшему (N_g) показателю преломления в кристалле в зависимости от его оптического характера и сливается при этом с предыдущей границей. При дальнейшем вращении она отдалится от первой круговой границы и, наконец, становится на наибольшем расстоянии от нее при повороте пластинки на 90° , т. е. описывает кривую в виде эллипса, соответственно данному поперечному сечению поверхности волны необыкновенного луча; $N_e = n \sin i_e$. В такого рода разрезах имеется возможность определить наибольший (N_g) и наименьший (N_p) показатели преломления данного кристалла.

2) Пластинка вырезана перпендикулярно к оптической оси. В этом случае получаются две границы между различно освещенными частями поля зрения, причем при вращении обе границы остаются на равных расстояниях одна от другой, не изменяя своего положения, так как разрез пересекает волну по двум круговым концентрическим сечениям, радиусы которых o и e соответствуют наибольшей и наименьшей скоростям, возможным в кристалле.

Получаем два показателя преломления с постоянными в обоих случаях $N_o = \frac{1}{o}$ и $N_e = \frac{1}{e}$ по формулам:

$$N_o = n \sin i_o; \quad N_e = n \sin i_e.$$

Поле зрения и тут распадается на три различно освещенные части, но при вращении пластинки в ее плоскости границы между ними остаются в неизменном положении.

В случае кристалла оптически одноосного один из предельных углов полного отражения все время остается неизменным, именно тот, который соответствует показателю преломления обыкновенного луча N_o . Второй угол колеблется между крайними значениями N_o и N_e .

В случае кристаллов двуосных при вращении пластинки в ее плоскости отсчеты предельных углов полного внутреннего отражения, при наличии почти все время двух лучей, получаются в виде наиболее отклоняющихся значений для каждой из двух пограничных линий полного внутреннего отражения. Из этих четырех попарно крайних значений предельных углов полного внутреннего отражения три соответствуют трем главным показателям преломления двуосного кристалла N_g , N_p и N_m . Вопрос о том, которое из двух средних значений соответствует N_m , решается либо путем определения действительного угла оптических осей $2V$ на специальных приборах, либо же путем повторного определения показателей преломления на второй, иначе ориентированной пластинке того же вещества.

При определении показателей преломления с помощью полного внутреннего отражения следует учитывать дисперсию света (см. рис. 51 b), так как лучи разной длины волны обладают различными предельными углами полного внутреннего отражения. Благодаря этому граница между освещенной и неосвещенной частями поля зрения при наблюдениях в белом свете становится неясной, в особенности в кристаллах анизотропных. Поэтому необходимо определять показатели преломления в монохроматическом свете.

Монохроматический свет получают различными методами: погружая асбестовый картон в насыщенный раствор поваренной соли и накаливая его в пламени газовой горелки или пропуская яркий белый свет через стандартный цветной фильтр.

Натровый (желтый) монохроматический свет исключительной яркости получают следующим образом: берут алуновыи филь-

тровальный тигель с поваренной солью и подвешивают над газовой горелкой; на дне тигля образуется полусфера из NaCl . Установка такого рода располагается на достаточно большом расстоянии от рефрактометра.

6. Измерение показателей преломления при помощи призмы. В случае оптически анизотропного минерала (кристалла) призму изготавливают так, чтобы ребро ее совпало с одним из главных оптических направлений в кристалле — N_g , N_m или N_p . При определении показателей преломления пользуются поляризованным светом (николь в зрительной трубе), определяя показатель преломления для каждого луча отдельно. Для определения показателей преломления в одноосном кристалле достаточно одной такой призмы, в случае определения показателей преломления двuosных кристаллов требуется изготовление двух призм такого же рода.

Способ определения показателя преломления при помощи призмы с нахождением угла наименьшего отклонения отличается большой точностью; этим способом можно определять показатель преломления с точностью до четвертого знака десятичной дроби. Однако способ этот неудобен, так как для него необходимо изготавливать призмы, между тем в горных породах мы имеем дело по большей части с зернами настолько малого размера, что из них нет возможности изготовить призму.

Изучение включений

Различают три рода включений: твердые, жидкие и газообразные. Первые в большинстве случаев принадлежат минералам и исследуются, как и другие минералы, входящие в состав горных пород. Реже они принадлежат стеклу и характеризуются в таком случае весьма малым показателем преломления (линия Бекке), не действуют на поляризованный свет, большей частью бесцветны, реже окрашены в бурый цвет. Иногда внутри них находится неподвижный газовый пузырек с широкими черными контурами; когда они включены в кварце или полевых шпатах, вообще в минералах с малым показателем преломления, контуры их представлены сравнительно тонкими линиями. Значительно больше разница между показателями преломления жидкостей (около 1,3) и минералов (наименьший показатель преломления 1,43), благодаря чему включения жидкостей в минералах окружены значительно более резкими контурами. В них также наблюдаются газовые пузырьки, в некоторых случаях находящиеся в непрерывном движении; очертания включений жидкостей округлые, овальные, в других случаях крайне неправильные, ветвистые; из жидкостей могут присутствовать углекислота, водные растворы солей и т. д. Включения газов с теми же очертаниями, что и включения жидкостей, отличаются резкими, широкими черными каймами.

Плеохроизмом называется способность некоторых двоякопреломляющих минералов различно поглощать лучи света различной длины волны, колебания которых происходят в направлениях различных осей оптической индикатрисы (осевая окраска); следствием этого является то, что некоторые минералы в различных направлениях обнаруживают различную окраску. Очевидно, плеохроизм не может наблюдаться в кристаллах правильной системы (однопреломляющих), так как в них оптические свойства не изменяются с направлениями. В кристаллах двоякопреломляющих в общем получают два плоскополяризованных луча, в которых колебания происходят в различных плоскостях и в некоторых минералах могут обладать различной окраской.

В шлифе плеохроизм удобнее всего наблюдать, исследуя препарат при одном поляризаторе и вращая столик микроскопа; колебания происходят по направлению то одной, то другой оси эллипсоида (рис. 52 а). При ином прохождении плоскополяризованного луча (рис. 52 б) получается смешанная окраска.

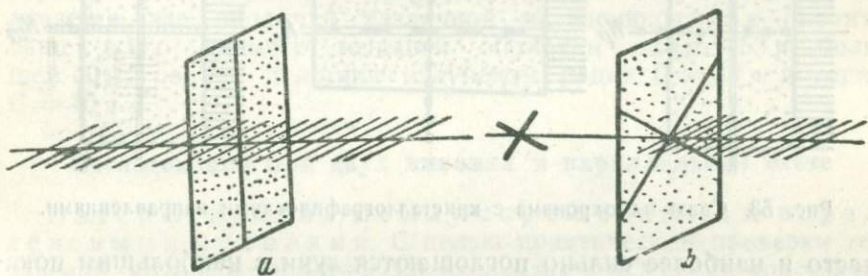


Рис. 52. Связь плеохроизма с направлениями колебаний.

Различают три рода плеохроизма.

1. В различных направлениях поглощаются различные части спектра, причем интенсивность окраски не изменяется. Так, некоторые пироксены дают в одном направлении светлозеленую, в другом светложелтую окраску.

2. Во всех направлениях поглощаются одни и те же части спектра, но с различной интенсивностью. Например, биотит окрашивается, когда колебания происходят параллельно спайности, в темнокоричневый цвет; в направлении перпендикулярном — в светлокоричневый.

3. В различных направлениях поглощаются различные части спектра и с различной интенсивностью. Изменяется как окраска минерала, так и интенсивность ее. В роговой обманке получается в одних направлениях темнозеленая окраска, в других — светложелтая.

При исследовании плеохроизма необходимо указать, каким кристаллографическим направлениям соответствует та или иная окраска (рис. 53). В кристаллах одноосных имеются два направления, соответствующие направлениям колебаний лучей обыкновенного и необыкновенного (дихроизм); если колебания первого происходят в разрезах $NgNp$ параллельно оси Np , то колебания второго — параллельно оси Ng , и наоборот. Поэтому для них пишется формула плеохроизма, как, например, для турмалина: Np — светложелтый, Ng — темнокоричневый; формула абсорбции будет $Ng > Np$. В кристаллах двuosных имеются три направления с различной окраской; лишь в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, отсутствует плеохроизм (окраска по оси Nm). Формула плеохроизма для роговой обманки будет такова: Ng — темнозеленый; Nm — голубовато-зеленый; Np — светлый желтовато-зеленый; формула абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Особенно

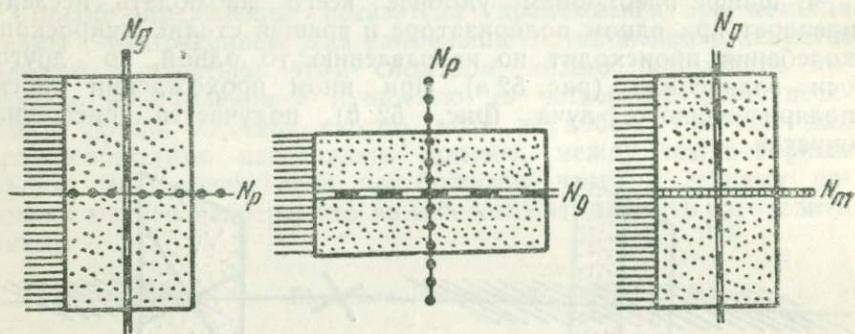


Рис. 53. Связь плеохроизма с кристаллографическими направлениями.

часто и наиболее сильно поглощаются лучи с наибольшим показателем преломления (правило Бабиня).

В ромбических кристаллах осевая окраска совпадает с осями оптической индикатрисы. В моноклинных наблюдается совпадение только по оси b ; остальные абсорбционные оси могут и не совпадать с остальными двумя осями индикатрисы (например в эпидоте из Зульцбаха); обычно, однако, оси индикатрисы и абсорбционные оси совпадают. В триклинных кристаллах иногда наблюдается несовпадение всех осей индикатрисы со всеми тремя абсорбционными осями. Среди ромбических и моноклинных кристаллов различают два типа: I тип — по оси Nm поглощение слабее, чем по оси Ng ; II тип — по оси Nm поглощение сильнее, чем по другим осям.

При одном поляризаторе наблюдается появление при вращении шлифа плеохроичных оболочек, тесно связанное с плеохроизмом. Вокруг включений в некоторых плеохроичных минералах то появляются, то исчезают окрашенные кружки; наибольшая интенсивность окраски их совпадает с наиболее интенсивной окраской самого минерала. Плеохроичные оболочки на-

блюдаются в следующих минералах: амфиболах, авгитах, слюдах, хлоритах, турмалине, кордиерите, ставролите, андалузите, хрупких слюдах. Особенно часто они присутствуют вокруг включений циркона и ортита (в биотите, роговой обманке и пр.), дюмортьерита (в кордиерите); наблюдаются также слабо выраженные плеохроичные оболочки вокруг включений апатита, касситерита, рутила, эпидота и др.

Происхождение плеохроичных оболочек до настоящего времени не вполне выяснено. Некоторые считают их обусловленными присутствием вокруг названных включений органического вещества; другие совершенно отрицают эту связь, объясняя их происхождение присутствием вокруг некоторых включений неорганического пигмента (например, содержащего железо, церий и т. д.). Этот пигмент оказывает влияние также на показатели преломления вещества минерала в плеохроичной оболочке и на силу ее двойного лучепреломления. В настоящее время многие склоняются к мысли, что причиной образования плеохроичных оболочек служат явления радиоактивности, обусловленные присутствием в некоторых включениях урана, тория, радия или иония. Чаще всего они обусловлены присутствием либо урана, либо тория; в том случае, когда присутствуют оба элемента, получается две оболочки различной интенсивности; в биотите чаще всего диаметр меньшей оболочки около 33 μ , большей 40 μ ; радиус действия излучений радия $C = 33 \mu$ и тория $C = 40 \mu$.

Исследования при двух николях в параллельном свете

Интерференция между скрещенными и параллельными николями. С целью практической проверки тех явлений, которые теоретически изложены в «Основах кристаллооптики», мы используем поляризационный микроскоп с различными специальными установками в нем.

Прежде всего рассмотрим те явления, которые должны происходить и действительно происходят в кристалле при прохождении через него лучей, идущих в том или ином определенном направлении.

Когда неполяризованный свет проходит через две пластинки двоякопреломляющего минерала, глаз не улавливает никаких изменений независимо от того, стоят ли пластинки взаимно параллельно (рис. 54 а), или направления колебаний в одной образуют угол с направлениями колебаний в другой (рис. 54 б).

Чтобы можно было наблюдать эти изменения, необходимо пропустить через пластинку плоскополяризованный луч и после прохождения его через пластинку двоякопреломляющего минерала проанализировать изменения также при помощи плоскополяризованного луча.

С этой целью устанавливают микроскоп таким образом, чтобы через препарат, вырезанный в определенном направлении

в отношении оптических постоянных, проходили параллельные лучи плоскополяризованного света.

Установка микроскопа следующая:

1. Берется малое увеличение (объективы № 2, 3).
2. При наличии конденсатора осветительный аппарат несколько опускается.

3. Под столиком микроскопа помещается поляризатор.

4. В тубус вдвигается анализатор.

В таком случае через изучаемый кристалл будет проходить параллельный или почти параллельный пучок плоскополяризованных лучей.

Чтобы исследовать и проанализировать те явления, которые происходят после прохождения плоскополяризованных лучей

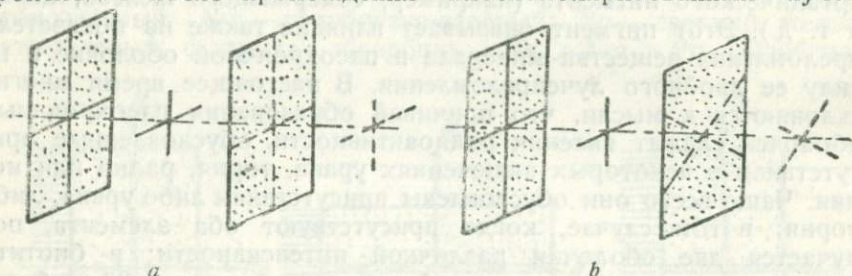


Рис. 54. Прохождение обыкновенного света через пластинки двупреломлящего минерала.

через кристалл, в тубус вдвигается анализатор А таким образом, чтобы направления колебаний в нем были перпендикулярны к направлениям колебаний в поляризаторе (скрещенные николи). Направления колебаний в поляризаторе Р будем обозначать в дальнейшем буквами РР, направления колебаний в анализаторе — АА. В некоторых случаях изучаются явления также и при параллельных николях.

Лучи, выйдя из поляризатора, проходят через отверстие на столике микроскопа и попадают в анализатор. Если николи скрещены, лучи, вышедшие из анализатора, гасятся, и поле зрения микроскопа становится темным. При параллельных николях поле зрения остается светлым.

Закон Малюса. Когда николи повернуты один относительно другого на некоторый угол, от 0 до 90°, то интенсивность прошедшего света выражается законом Малюса. Лучи, выходящие из поляризатора с амплитудой A_0 , не могут проходить через анализатор, чтобы их колебания продолжались в направлении РР, а должны разложиться по закону параллелограмма сил на два колебания, из которых одно, параллельное направлению колебаний в анализаторе АА, проходит, другое, перпендикулярное к нему, гасится. Если угол между АА и РР равен α , амплитуда колебания, выходящего из анализатора, будет $A = A_0 \cos \alpha$, другими словами, амплитуда в анализаторе

будет пропорциональна косинусу угла, образуемого анализатором с поляризатором.

Так как яркость луча пропорциональна квадрату амплитуды, мы можем сделать следующий вывод. Если I_0 — яркость луча, вышедшего из поляризатора, I — яркость луча, выходящего из анализатора, c — коэффициент пропорциональности, тогда $I_0 = cA^2$; $I = cA^2 \cos^2 \alpha$, отсюда получаем: $I = I_0 \cos^2 \alpha$, т. е. закон Малюса.

Если угол α равен 0, т. е. поляризатор и анализатор взаимно параллельны, яркость света не ослабляется анализатором. Если же угол α равен 90° , $I = 0$, и свет полностью затухает, т. е. при скрещенных николях свет через них не проходит.

То же получается и в том случае, когда на столике микроскопа помещается пластинка изотропного тела, аморфного или кубической сингонии.

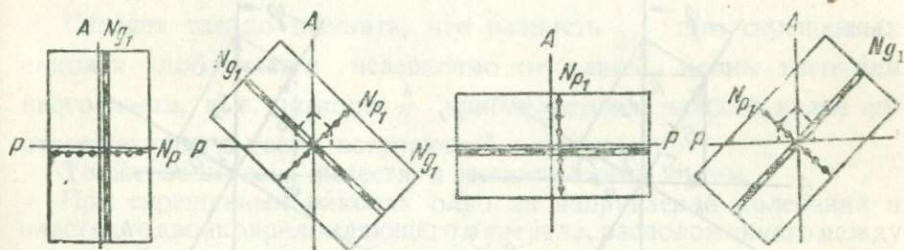


Рис. 55. Угасания и просветления при вращении двупреломляющего минерала между скрещенными николями.

Когда между скрещенными николями помещена пластинка минерала, вырезанная перпендикулярно к оптической оси, то в случае минерала одноосного поле зрения при вращении столика микроскопа будет оставаться темным, в случае минерала двуосного оно все время будет оставаться одинаково слабо освещенным. Если же пластинка вырезана косо к оптической оси (оптическим осям) или параллельно, то при полном обороте столика микроскопа четыре раза будут наблюдаться просветление и интерференционная окраска минерала и четыре раза потемнение, — последнее каждый раз, когда направления колебания в пластинке (оси эллиптического сечения индикатрисы) параллельны сечениям николей (рис. 55).

Возьмем случай, когда в пластинке, помещенной между скрещенными николями, колебания будут происходить параллельно колебаниям в николях. Тогда лучи, вышедшие из поляризатора, войдут в пластинку, где они будут продолжать свои колебания в прежнем направлении, и по выходе из пластинки будут погашены анализатором. Если же направления колебаний Np_1 и Ng_1 в пластинке образуют некоторый угол с колебаниями в николях P и A , то получается иной результат (рис. 56 а).

Лучи, выйдя из поляризатора P , проходят через пластинку двоякопреломляющего кристалла, расположенную в диагональном положении по отношению к сечению николей, распаваясь на два колебания, распространяющиеся с различной скоростью; эти два колебания дают два плоскополяризованных луча s и $г$, выходящие из пластинки с некоторой разностью хода R , тем большей, чем больше толщина пластинки и чем больше разница между наибольшей (Ng_1) и наименьшей (Np_1) осями эллиптического сечения в плоскости пластинки, параллельно которым происходят колебания этих лучей. Эта разность хода в воздухе не увеличивается и не уменьшается. Самое разложение колебаний происходит следующим образом.

Каждое из колебаний с амплитудами s и $г$, входя в анализатор, распадается в свою очередь на два новых колебания

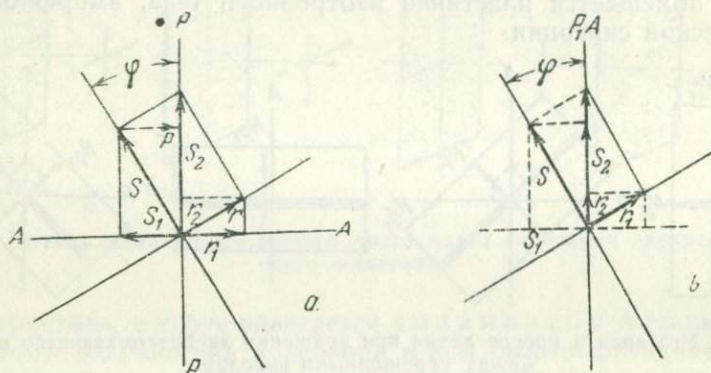


Рис. 56. Схема разложения и сложения колебаний при скрещенных (а) и параллельных (б) николях.

с амплитудами s_1 и s_2 (первое), $г_1$ и $г_2$ (второе), из которых колебания s_2 и $г_2$ поглощаются в анализаторе, так как испытывают в нем полное внутреннее отражение; проходят только колебания s_1 и $г_1$, которые и будут интерферировать, так как происходят в одной и той же плоскости — в плоскости колебаний в анализаторе.

Колебания s_1 и $г_1$ направлены в противоположные стороны; следовательно, входя в анализатор, они будут находиться в противоположных фазах. Это значит, что если плоскости поляризатора и анализатора взаимно перпендикулярны, то к той разности хода, которая получилась в пластинке, мы должны прибавить еще разность, равную $\frac{\lambda}{2}$.

Как видим, наши рассуждения совершенно не имели в виду толщины пластинки и величины той разности хода, которая получается в этой пластинке после прохождения через нее лучей. Совершенно независимо от толщины пластинки мы пришли к выводу, что, при вступлении в анализатор этих двух поляризо-

ванных лучей, полученных с л ю б о й, хотя бы и бесконечно малой, разностью хода между ними, фазы их становятся обратными и лучи приобретают в анализаторе разность хода $\frac{\lambda}{2}$. Следовательно, если разность хода в пластинке ничтожно мала, в анализаторе оба луча получают разность хода, равную $\frac{\lambda}{2}$; если разность хода будет иметь некоторую конечную величину, скажем, равную 50 $m\mu$ или любую иную, к этой величине, получающейся благодаря скрещенным николям, мы прибавляем разность $\frac{\lambda}{2}$.

В том случае, когда николи параллельны, как видно из другого построения, волны входят в анализатор с той же разностью фаз, с какой они вышли из пластинки; следовательно, к той разности хода, которую получили лучи в пластинке, мы не добавляем разности (рис. 56 б).

Следует твердо помнить, что разность $\frac{\lambda}{2}$, при скрещенных николях добавляется независимо от длины волны того или иного цвета, т. е. разность $\frac{\lambda}{2}$ прибавляется к каждой волне соответствующего цвета, вступающей в анализатор.

То же возможно вывести и аналитическим путем.

При скрещенных николях одно из направлений колебаний в пластинке двойкопреломляющего минерала, расположенного между ними, образует с колебанием P угол φ . Амплитуды колебаний в пластинке s и r . Амплитуды колебаний лучей, прошедших через пластинку и вошедших в анализатор, s_1 и r_1 .

В пластинке амплитуда $s = p \cos \varphi$ и аналогично $r = p \sin \varphi$.

Для колебаний в анализаторе получаем амплитуды:

$$s_1 = s \sin \varphi = p \sin \varphi \cos \varphi; \quad r_1 = r \cos \varphi = -p \sin \varphi \cos \varphi.$$

Суммарная амплитуда

$$a = s_1 + r_1 = p \sin \varphi \cos \varphi - p \sin \varphi \cos \varphi = 0.$$

Из этих формул ясно, что амплитуды s_1 и r_1 в анализаторе должны быть равны друг другу независимо от угла φ .

Из них же видно, что направления колебаний в анализаторе взаимно противоположны; следовательно, получается разность в полволны, так как колебания двух волн в анализаторе смещены друг относительно друга на полколебания и обладают противоположными фазами.

Отсюда следует, что они должны взаимно компенсироваться; поэтому в анализаторе получится темнота при любой разности хода в пластинке.

Однако следует иметь в виду, что векторы s_1 и r_1 , получающиеся в анализаторе, не являются теми векторами, которые появляются в самом кристалле. Они изображают только амплитуды колебаний в самом анализаторе, но не самое колебание, и, сле-

довательно, они совершенно независимы от тех колебаний, которые происходят в кристалле.

Таким образом, полная компенсация волн в случае скрещенных николей наступает тогда, когда разность хода, даваемая кристаллом, равна целому числу волн применяемого света. Очевидно, при явлениях интерференции, происходящих при прохождении света через анализатор, в нем к данной разности хода прибавляется еще полволны. В случае параллельных николей величина

$$A^2 = a^2 \left(1 - \sin^2 2\alpha \sin^2 \frac{\lambda}{2} \right).$$

При помощи аналогичных рассуждений приходим к выводу, что полная компенсация волн будет при разности хода

$R = \frac{2n+1}{2}\lambda$, при которой в анализаторе разности $\frac{\lambda}{2}$ не получается. Уравнение $R = e(Ng_1 - Np_1)$ выражает зависимость разности хода от толщины пластинки и силы двупреломления.

Последняя формула имеет существеннейшее значение при исследовании явлений интерференции и при работе с поляризационным микроскопом применяется постоянно.

Разность хода $R = e(Ng_1 - Np_1)$ может быть выражена в миллиметрах (*мм*), в тысячных долях миллиметра (*мμ*) или в длинах волн (λ) того или другого цвета.

Между скрещенными николями, когда разность хода R будет равна целой волне данного монохроматического света, или, что все равно, четному числу полуволн $2n \frac{\lambda}{2}$, к этой разности хода прибавляется разность $\frac{\lambda}{2}$, и лучи гасятся. Между скрещенными николями получается темнота.

При тех же условиях в случае параллельных николей лучи проходят через анализатор с той разностью хода, какую они получили в пластинке кристалла, т. е. с разностью хода, равной λ (вообще $2n \frac{\lambda}{2}$, где n — целое число), поэтому поле зрения будет светлым.

Если разность хода R равна нечетному числу полуволн $(2n-1) \frac{\lambda}{2}$, к этой разности хода при скрещенных николях прибавляется полволны; в результате в анализаторе получается разность хода R , равная четному числу полуволн $2n \frac{\lambda}{2}$; поле зрения будет светлым. Наоборот, при параллельных николях поле зрения будет темным, так как разность хода в анализаторе остается равной $(2n-1) \frac{\lambda}{2}$.

Если в поле зрения между скрещенными николями вставить в диагональном положении кварцевый клин с оптической осью, параллельной или перпендикулярной к его длине, пользуясь

монохроматическим светом, в поле зрения наблюдают ряд чередующихся темных и светлых поперечных полос. Черные полосы получаются там, где разность хода по выходе из кварцевого клина равна λ , 2λ , 3λ и т. д., т. е. четному числу полуволн $2n \frac{\lambda}{2}$, светлые — там, где эта разность равна $\frac{\lambda}{2}$, $3\frac{\lambda}{2}$, $5\frac{\lambda}{2}$ и т. д., т. е. нечетному числу полуволн $(2n - 1) \frac{\lambda}{2}$.

В фиолетовом цвете при данном угле кварцевого клина будут видны черные полосы на некоторых характерных расстояниях, соответствующих длине волны этого цвета (около 390 μ). Если кварцевый клин остается в том же диагональном положении и при освещении препарата лучами красного цвета, то черные полосы получаются при разности хода, равной целой волне красного цвета или около 760 μ . Благодаря этому первая черная полоса в красном цвете будет на расстоянии приблизительно в два раза больше, чем первая черная полоса в фиолетовом цвете, в связи с соответственно почти в два раза большей длиной волны красного цвета сравнительно с длиной волны фиолетового цвета.

При повороте пластинки вокруг оси микроскопа на 360° потемнение наблюдается четыре раза; в промежуточных положениях получается просветление, достигающее наибольшей яркости при диагональном положении, т. е. когда направления Ng_1 и Np_1 пластинки образуют с сечениями николей углы в 45° . Общая формула яркости I освещения поля зрения при скрещенных николях следующая:

$$I = I_0 \sin^2 2\alpha \sin^2 \frac{\pi}{\lambda} e (Ng_1 - Np_1) = I_0 \sin^2 2\alpha \sin^2 \frac{\pi}{\lambda} R,$$

где: I — яркость освещения при данном положении пластинки;
 I_0 — исходная интенсивность освещения;
 α — угол между главным оптическим направлением в пластинке и поляризатором;
 e — толщина пластинки;
 λ — длина волны;
 $Ng_1 - Np_1$ — сила двойного лучепреломления для данного разреза кристалла.

Из этой формулы следует, что сила света зависит прежде всего от угла, образуемого направлениями Ng_1 и Np_1 в пластинке с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе.

При постоянной толщине пластинки и силе ее двойного лучепреломления I будет обладать наибольшей величиной тогда, когда φ равно 45° или 135° , т. е. когда $\sin^2 2\varphi = 1$.

Интенсивность освещения будет равна 0, когда одно из значений синуса (первое или второе) будет равно 0. Первая величина (первый синус) будет равна 0, когда $\varphi = 0$ или 90° , вторая

(второй синус) — когда e ($Ng_1 - Np_1$) кратно длине волны, т. е. равно четному числу полуволн. При постоянной первой величине вторая величина достигает максимума, когда e ($Ng_1 - Np_1$) равно нечетному числу полуволн $(2n - 1) \frac{\lambda}{2}$.

Разность между наибольшими и наименьшими показателями преломления кристалла $Ng - Np$, $N_e - N_o$ или $N_o - N_e$ называют силой двойного лучепреломления; имеются другие обозначения показателей преломления и силы двойного лучепреломления, как это видно в примечании на стр. 18.

Интерференционная окраска. В белом свете пластинка, находящаяся в поле зрения между скрещенными николями в диагональном положении, не будет окрашена в белый цвет, но будет давать так называемую интерференционную окраску. Эта окраска получается благодаря тому, что разность хода R может быть кратной четному числу полуволн для одного цвета и нечетному для другого. Вследствие этого одни цвета, для которых $R = 2n \frac{\lambda}{2}$, будут выпадать из белого цвета, а другие, для которых $R = (2n + 1) \frac{\lambda}{2}$ будут усиливаться; белый цвет благодаря выпадению и ослаблению в нем отдельных цветов спектра будет заменен тем или иным дополнительным цветом.

При исследовании шлифов пользуются белым светом, представляющим собой смесь лучей различной длины волны.

Длина волны красного цвета (около $760 m\mu$) приблизительно в два раза больше длины фиолетового (около $390 m\mu$). При интерференции погасают лучи, разность хода которых равна $\frac{\lambda}{2}$ или $(2n - 1) \frac{\lambda}{2}$ (нечетному числу полуволн). При скрещенных николях интерференция происходит с противоположными фазами, и потому будут погашены лучи, которые по выходе из пластинки обладают разностью хода, равной $2n \frac{\lambda}{2}$; при параллельных — те, которые обладают разностью хода, равной $(2n - 1) \frac{\lambda}{2}$.

Если при скрещенных николях по выходе лучей из кристалла получается разность хода, приближающаяся к $50 m\mu$, то она оказывается настолько малой, что лучи будут лишь весьма слабо действовать на наш глаз. Получается слабая серая, почти черная интерференционная окраска. Если разность хода будет несколько больше, то постепенно усиливается фиолетовый цвет, так как разность хода для него все более и более приближается к $\frac{\lambda}{2}$; получается слабо выраженная синеватая окраска, так называемая лавандово-серая. При дальнейшем увеличении разности хода постепенно усиливаются другие цвета; при разности хода $250 m\mu$ получается почти чистый белый цвет первого порядка. Получе-

ние этого цвета обусловлено тем, что разность хода $250 \text{ м}\mu$ близка к $\frac{\lambda}{2}$ фиолетового цвета и в то же время к $\frac{\lambda}{3}$ красного, г. е. приближается к $\frac{\lambda}{2}$ той части спектра, которая особенно интенсивно, сравнительно с фиолетовыми лучами, действует на наш глаз. Благодаря смешению всех цветов, от фиолетового до красного, получается впечатление белого цвета.

Затем постепенно усиливается желтая окраска. При разности хода $300 \text{ м}\mu$, приблизительно равной $\frac{\lambda}{2}$ наиболее интенсивного желтого цвета и λ фиолетового, который угасает, получается яркая желтая окраска первого порядка, постепенно сменяющаяся оранжевой и затем красной. При разности хода $557 \text{ м}\mu$, почти равной λ желтого цвета и $\frac{3}{2} \lambda$ фиолетового, первый цвет совершенно погасает, второй усиливается; получается яркая фиолетовая окраска первого порядка, которая носит название чувствительной, так как при самом малом изменении разности хода она заменяется либо красной, либо синей. При дальнейшем увеличении разности хода постепенно усиливаются цвета синие, затем голубые, зеленые, снова появляется желтая окраска, когда разность хода достигает $910 \text{ м}\mu$, затем оранжевая, красная и при разности хода $1128 \text{ м}\mu$ фиолетовая второго порядка. Цвета между фиолетовыми цветами первого и второго порядков носят название цветов второго порядка. Далее в совершенно той же последовательности сменяются цвета третьего, четвертого, пятого и т. д. порядков, разделяемые фиолетовыми цветами четвертого, пятого и т. д. порядков. Цвета первого и второго порядков наиболее чисты и ярки; что касается цветов более высоких порядков, то они становятся все более и более бледными, так как одновременно усиливается и ослабляется все большее и большее количество цветов спектра. Если разность хода очень велика, получается белый цвет высшего порядка. Так, разность хода $5000 \text{ м}\mu$ будет равна 7λ красного цвета, 8λ оранжевого, 9λ желто-зеленого, 10λ зеленого, 11λ синего, 12λ сине-фиолетового, 13λ фиолетового; все эти цвета будут погашены, промежуточные будут усилены и дадут белый цвет. Если николи взаимно параллельны, получается дополнительная окраска (рис. 57).

Зная показатели преломления данной пластинки N_g и N_p (например, в кварцевом клине, вырезанном параллельно оптической оси), можно для каждой волны вычислить толщину пластинки, для которой получается темнота, т. е. разность хода, равная четному числу полуволн $2n \frac{\lambda}{2}$.

Когда в монохроматическом свете при данной толщине пластинки темнота наступает первый раз, очевидно, разность хода равна целой волне данного цвета $\lambda : R = e (N_{g1} - N_{p1})$. Следовательно, $e_1 = \frac{2\lambda}{2(N_{g1} - N_{p1})}$ или $e_1 = \frac{\lambda}{N_{g1} - N_{p1}}$. В случае

кварцевого клина, вырезанного параллельно оптической оси,

$$e_1 = \frac{\lambda}{N_e - N_o}$$

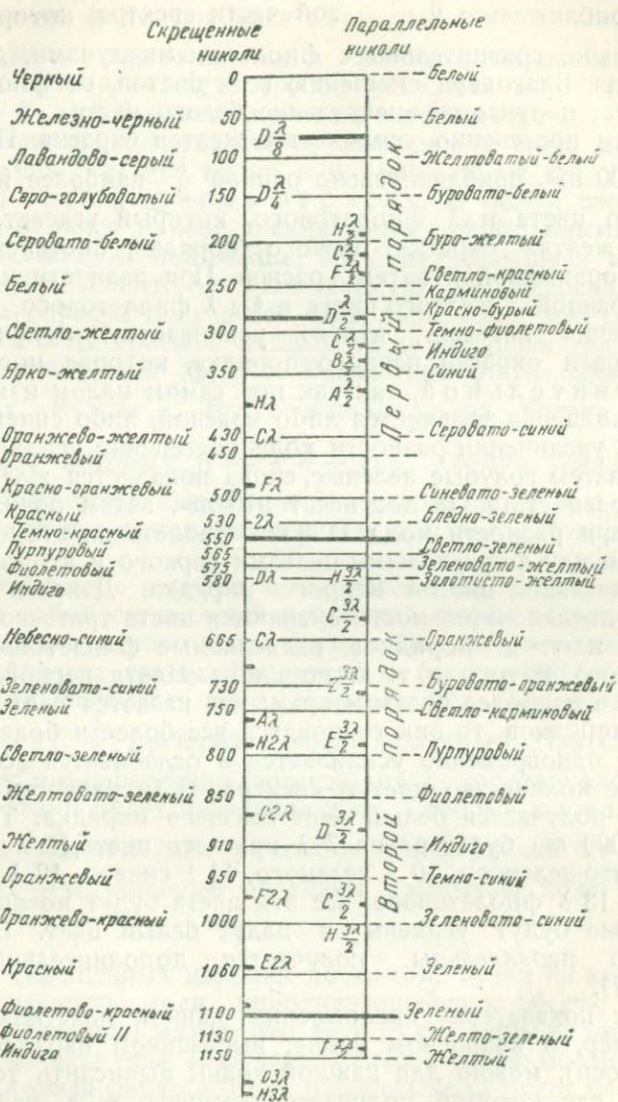


Рис. 57. Таблица интерференционных цветов при скрещенных и параллельных николях (по Вейншенку).

Следует иметь в виду, что показатели преломления всегда относятся к волне вполне определенной длины.

Рассмотрим явления интерференции в кварцевом клине, находящемся в диагональном положении по отношению к николям, в различных частях его.

При толщине e_1 , например для цвета, близкого к зеленому (E), происходит угасание, так как разность хода в пластинке равна $\lambda_{зел}$. Наиболее яркой интерференционной окраской будут обладать волны красного цвета, так как они находятся между линиями, соответствующими целой волне. В результате получается красный цвет первого порядка.

Пусть при толщине пластинки, равной e_2 , получается разность хода, равная $2\lambda_{зел}$. В таком случае во второй раз гасится зеленый цвет (E) и выступает красный цвет второго порядка, представляющий собой смещение ряда цветов спектра без зеленого цвета и со значительным усилением красного. Пусть при толщине пластинки e_3 погашается ряд цветов, именно пять; промежуточные усиливаются, и потому получается та бледная окраска, приближающаяся к белому цвету высшего порядка, о котором говорилось выше и который получается при еще большей толщине пластинки.

Существует, таким образом, теснейшая зависимость между толщиной пластинки, силой двойного лучепреломления в ней и интерференционной окраской. Эта зависимость и была выражена Мишель-Леви в его таблице интерференционных цветов. При помощи этой таблицы мы можем определять силу двойного лучепреломления по толщине пластинки и по интерференционной окраске.

Наблюдаемая интерференционная окраска зависит: 1) от силы двойного лучепреломления минерала — при одной и той же толщине пластинки, вырезанной параллельно сечению $NgNp$, интерференционная окраска тем выше, чем больше сила двойного лучепреломления $Ng - Np$; 2) от толщины пластинки e — чем толще пластинка, вырезанная в одном и том же направлении из того же кристалла, тем выше интерференционная окраска; 3) от направления, в котором вырезана пластинка, — наибольшая разница между показателями преломления $Ng - Np$ наблюдается в разрезах, параллельных Ng и Np , т. е. в одноосных кристаллах в разрезах, параллельных оптической оси, а в кристаллах двуосных в разрезах, параллельных плоскости оптических осей, — эти разрезы дают наиболее высокую интерференционную окраску.

Обычно для исследования в параллельном свете вырезаются и отшлифовываются плоскопараллельные пластинки кристалла; толщина этих пластинок должна быть очень невелика, как видно из таблицы Мишель-Леви. Если пластинка слишком толста, получают бледные и мало характерные интерференционные окраски; при малой толщине пластинки — для большинства веществ около $0,03$ мм — получают наиболее яркие и характерные цвета первого и второго порядков. Пластинки толщиной менее $0,02$ мм изготавливаются с большим трудом и мало характерны.

Для специальных целей используют пластинки, вырезанные и отшлифованные в виде клина. Наиболее пригодным для этой цели является кварц ввиду небольшой силы двойного лучепреломления и возможности изготовлять из него клинья с малым углом, следовательно, близкие к плоскопараллельным пластинкам, легко вдвигаемым в соответствующие отверстия в тубусе микроскопа.

Среди интерференционных цветов особенно характерны те цвета, которые носят название чувствительных фиолетового и красного первого и второго порядков. Эти цвета интересны в том отношении, что небольшое изменение разности хода вызывает смену фиолетовой или красной окраски при уменьшении разности хода — желтой, при увеличении — синей.

Вышеописанные интерференционные окраски выводятся при предположении, что показатели преломления для всех цветов одинаковы и что сила двойного лучепреломления не зависит от цвета. Такого рода интерференционная окраска называется нормальной. Но во многих минералах наблюдается несколько иная окраска, обычно мало различающаяся от нормальной, обусловленная тем, что показатели преломления и сила двойного лучепреломления неодинаковы для лучей разного цвета (разной длины волны). Это явление носит название дисперсии силы двойного лучепреломления. Бекке различает следующие типы этой дисперсии.

а) **Супернормальная** интерференционная окраска. Сила двойного лучепреломления для красного цвета меньше, чем для синего: $(N_g - N_p) r < v$ (кварц, кальцит); обычно она весьма слабо выражена. Наиболее резко она выступает в эпидоте, в тонких пластинках которого красный цвет не появляется, наблюдается характерная синяя или сине-серая окраска; при большей толщине получают яркие желтые, красные, голубые и иные цвета.

б) **Субнормальная** интерференционная окраска. Сила двойного лучепреломления для красного цвета больше, чем для синего: $(N_g - N_p) r > v$. Характерна для немногих минералов, между прочим для бедных железом хлоритов, в которых получается ржаво-бурая интерференционная субнормальная окраска. Почти нормальна она в турмалине и в авгитах.

в) **Аномальная** интерференционная окраска. Для средних цветов спектра сила двойного лучепреломления равна 0, для синих — минерал положительный, для красных — отрицательный или наоборот. Окраска эта в большинстве случаев темносиняя или темнорубая, особенно характерна она для части хлоритов и для везувиана.

При определении силы двойного лучепреломления и угасания используются разрезы, перпендикулярными к осям эллипсоида. Эти разрезы находят исходя из ориентировки оптической индикатрисы.

Положение оптической индикатрисы в кристаллах различных сингоний зависит от степени симметрии, характерной для той или иной сингонии.

В оптически одноосных кристаллах, следовательно, в сингониях тетрагональной и гексагональной, оптическая индикатриса ориентирована таким образом, что ось вращения эллипсоида совпадает с вертикальной осью кристалла; это совпадение имеет место для всех цветов, т. е. для монохроматического света любой длины волны.

В кристаллах ромбической сингонии с тремя осями симметрии второго порядка, или кристаллографическими осями a , b и c , или тремя плоскостями симметрии ab , ac и bc , или перпендикулярными к ним линиями совпадают такие же элементы симметрии трехосного эллипсоида, также независимо от длины волны; следовательно, каждая из осей эллипсоида Ng , Nm и Np должна обязательно совпадать с одной из кристаллографических осей a , b и c .

В кристаллах моноклинной сингонии, в которых имеется ось симметрии L^2 , параллельная b , и плоскость симметрии (010) , ей перпендикулярная, с осью b кристалла обязательно совпадает одна из осей эллипсоида Np , Nm или Ng , а с плоскостью симметрии или плоскостью, перпендикулярной к оси симметрии, — одно из главных сечений эллипсоида $NgNp$, $NgNm$ или $NmNp$ для любой длины волны.

Остальные оси и главные сечения эллипсоида с остальными кристаллографическими осями a и c не совпадают, а если случайно совпадают, то только для определенной длины волны и при определенных температурных условиях.

В кристаллах триклинной сингонии все кристаллографические оси и главные оси эллипсоида не совпадают друг с другом; положение оптического эллипсоида в таких кристаллах носит случайный характер, зависящий от кристаллической структуры их.

Таким образом, в кристаллах тетрагональной и гексагональной сингоний разрезы будут параллельны оптической оси или оси вращения оптической индикатрисы. Для этих же разрезов получаем характерные углы угасания, равные 0° . Так как для всех цветов положение оптической индикатрисы в этих кристаллах одинаково, исследования угасания могут производиться в белом свете; наоборот, точное определение силы двупреломления ввиду различия ее для разной длины волны необходимо производить в монохроматическом свете.

В кристаллах ромбической сингонии для всех цветов положение оптической индикатрисы одинаково, оси Ng , Nm и Np совпадают с осями a , b или c кристалла. Поэтому для определения угасания характерны главные сечения оптического эллипсоида, совпадающие с главными сечениями кристалла ac , ab и bc , для всех цветов одинаковые; по всем трем осям по отношению к плоскостям (100) , (010) , (001) исследования могут производиться в белом свете.

Для определения наибольшей силы двупреломления $N_g - N_p$ берутся разрезы $N_g N_p$, параллельные N_g и N_p ; кроме того, можно определять силу двупреломления $N_g - N_m$ и $N_m - N_p$ в двух других сечениях — $N_g N_m$ и $N_m N_p$; эти разности будут всегда меньше $N_g - N_p$; сумма их будет давать наибольшую разность показателей преломления: $(N_g - N_m) + (N_m - N_p) = N_g - N_p$.

Менее точные измерения производятся в белом, более точные — в монохроматическом свете.

В кристаллах моноклинной сингонии для определения угасания используют два направления. Для установления наличия прямого угасания, одинакового для всех цветов, выбирают разрезы, перпендикулярные к плоскости симметрии (010); определения производятся в белом свете. Для определения наиболее характерного для таких кристаллов угла угасания выбираются разрезы, параллельные плоскости симметрии (010); определяются углы угасания менее точно в белом свете, более точно в монохроматическом.

Наибольшая сила двупреломления определяется в разрезах, параллельных главному сечению эллипсоида $N_g N_p$, т. е. плоскости оптических осей в монохроматическом свете, менее точно в белом.

Разрезы, перпендикулярные к биссектрисам, дают разности показателей преломления $N_g - N_m$ и $N_m - N_p$, следовательно меньшие, чем разность $N_g - N_p$, и менее характерные для данного кристаллического вещества; они определяются, например, с целью вычисления угла оптических осей.

В кристаллах триклинной сингонии угасание определяется в разрезах, параллельных тому или иному главному сечению оптической индикатрисы, менее точно в белом, более точно в монохроматическом свете.

Для определения силы двупреломления выбираются разрезы, параллельные плоскости оптических осей или $N_g N_p$, для которых получаем наибольшую разность хода, существующую в данном кристаллическом веществе, также разрезы, параллельные $N_g N_m$ и $N_m N_p$.

Измерение силы двойного лучепреломления

Интерференционная окраска зависит: а) от силы двойного лучепреломления и б) от толщины пластинки. Зная последнюю и интерференционную окраску, мы можем определить силу двойного лучепреломления $N_g - N_p$ в данном разрезе.

Наиболее быстро, хотя и не особенно точно, силу двойного лучепреломления можно определить по методу сравнения. Наиболее часто пользуются методом Мишель-Леви как особенно простым и в то же время относительно точным. Он заключается в следующем. На таблице нанесены вертикально расположенные интерференционные цвета первых четырех или пяти

порядков. На ней же нанесены горизонтальные линии, соответствующие толщине шлифа, обычно от 0 до 0,06 мм, через каждые 0,01 мм — толстые, через каждые 0,001 мм — тонкие. Из точки пересечения линии нулевой толщины и линии отсутствия разности хода расходятся радиально линии, на концах которых стоят числа, соответствующие той или иной силе двойного лучепреломления. Самое определение производится так: находят точку пересечения линии, соответствующей данной толщине шлифа, с вертикальной полосой того цвета, в который окрашен данный разрез минерала; через эту точку проходит одна из радиально расходящихся линий, на конце которой стоит искомая величина силы двойного лучепреломления. Так, если толщина шлифа 0,03 мм, разрез минерала окрашен в красный цвет второго порядка, сила двойного лучепреломления минералов в этом разрезе будет равна 0,033. Толщину шлифа измеряют по методу Шона; либо, определяя наиболее высокую интерференционную окраску минерала, сила двойного лучепреломления которого известна, находят толщину шлифа по таблице Мишель-Леви.

Сила двойного лучепреломления определяется также с помощью компенсации той разности хода, которая получается при прохождении лучей через двоякопреломляющую пластинку. Приборы, служащие для определения силы двойного лучепреломления по этому способу, носят название компенсаторов. Они же служат и для определения в разрезе минерала не только направлений осей, но и направлений Ng_1 и Np_1 .

К числу простейших компенсаторов принадлежат пластинки фиолетового или красного цвета первого или второго порядка, слюдяная пластинка в $1/4 \lambda$; сложные компенсаторы Бабиня и Берка.

Пластинка фиолетового (красного) цвета. Пластинка такого рода представляет собой спайную пластинку гипса или мусковита¹ такой толщины, что между скрещенными николями она дает красную или фиолетовую окраску либо первого, либо второго порядка. Разность хода в ней для первого порядка около 560 $m\mu$, для второго 1200 $m\mu$. Такая пластинка вставлена обычно в обойму, вдвигается в специальное отверстие в тубусе микроскопа непосредственно над объективом в диагональном положении к сечениям николей (см. рис. 58). Пластинка в обойме вставлена таким образом, что длина обоймы совпадает с Np .

Если на столике микроскопа отсутствует пластинка двоякопреломляющего минерала или она стоит в положении, параллельном николям, и, следовательно, свет погашен, при движении фиолетовой (красной) пластинки поле зрения микроскопа окрашивается в фиолетовый (красный) цвет, характерный для данной пластинки.

¹ Гипс можно заменить соответствующей толщины пленкой целлофана, идущего на обертку кондитерских и других изделий.

Если эта пластинка не вдвинута, а разрез кристалла поставлен в диагональное положение, последний дает ту или иную интерференционную окраску, которую мы можем найти на таблице Мишель-Леви.

При движении в поле зрения микроскопа фиолетовой (красной) пластинки ось N_p этой пластинки будет совпадать либо с N_{p1} , либо с N_{g1} исследуемого кристалла. При совпадении направлений N_p этой пластинки и N_{p1} исследуемой (рис. 58 а) получается как бы утолщенная пластинка, наподобие того, что мы видели в опытах с кальцитом; разности хода в исследуемом разрезе и в пластинке должны быть сложены. В результате получается увеличение разности хода, и, следовательно, повышение интерференционной окраски. Другими словами, если в разрезе исследуемого минерала мы имели разность хода

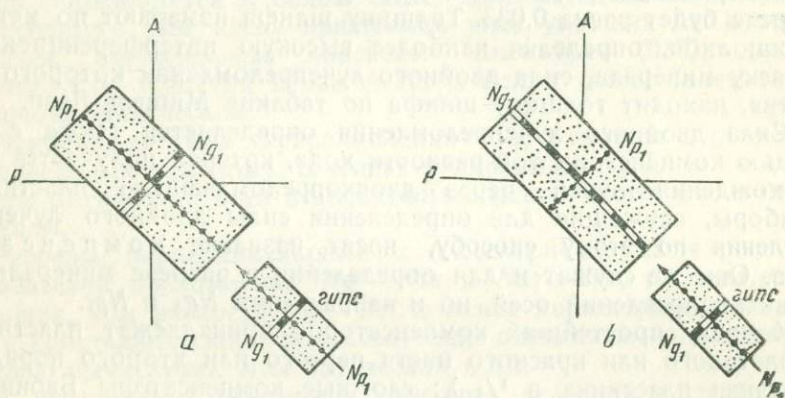


Рис. 58. Применение гипсовой пластинки.

$R = e (N_{g1} - N_{p1})$, которая может быть выражена в миллимикронах, то к этой разности хода прибавляется, в связи с присутствием фиолетовой или красной пластинки, разность хода около $560 \text{ м}\mu$ или $1120 \text{ м}\mu$, в зависимости от толщины этой пластинки, и соответственно повышается интерференционная окраска. Так, например, если интерференционная окраска кристалла белая первого порядка, получаемая при разности хода, равной около $180 \text{ м}\mu$, то после вдвигания пластинки получается разность хода, равная $560 + 180 = 740 \text{ м}\mu$, и соответствующая ей зеленовато-синяя окраска второго порядка. Наоборот, если разрез минерала и пластинка красного (фиолетового) цвета будут находиться в перекрещенном положении (рис. 58 б), разность хода, которая получается в разрезе, в большей или меньшей степени компенсируется разностью хода в пластинке, получается понижение окраски либо для пластинки, либо для разреза исследуемого кристалла в зависимости от того, который из них обладал более высокой интерференционной окраской. Беря

снова, как пример, белую интерференционную окраску первого порядка в кристалле, мы получим разность хода в присутствии пластинки, равную $560 - 150 = 410 \text{ м}\mu$, что соответствует желтой интерференционной окраске; в данном случае мы следим за изменением окраски пластинки, как обладающей более высокой интерференционной окраской, и для нее наблюдаем понижение окраски. В том случае, когда интерференционная окраска светлозеленая второго порядка, для которой разность хода равна $800 \text{ м}\mu$, мы следим за изменением окраски разреза, вдвигая пластинку. Конечная разность хода, равная $800 - 560 = 240 \text{ м}\mu$, соответствует белому цвету первого порядка.

В том случае, когда интерференционная окраска очень высокая, в особенности, когда при этом минерал обладает более или менее интенсивной собственной окраской (например, биотит, коричневая базальтическая роговая обманка и др.), установить простым наблюдением, происходит ли при вдвигании фиолетовой (красной) пластинки повышение или понижение окраски, часто очень затруднительно, и легко впасть в ошибку. Поэтому удобнее применять иной метод: на краю исследуемого разреза минерала с особенно высокой интерференционной окраской находят выклинивающиеся полосы или участки, что обычно можно увидеть в большинстве зерен минералов; в этих минералах, как и в кварцевом клине, интерференционная окраска понижается к краю зерна или к месту с уменьшенной толщиной его; следовательно, здесь можно видеть ряд интерференционных полос, ширина которых будет зависеть от ширины выклинивающегося края; там, где должна наблюдаться фиолетовая окраска того или иного порядка, наблюдается благодаря слабому действию фиолетового цвета на глаз как бы черная полоска; остальные цвета видны довольно хорошо. Удобно при этом заменять малое увеличение большим — интерференционные полосы в таком случае лучше видны. Отсчитывая число фиолетовых (черных) полосок от крайней белой и светложелтой полосы первого порядка, которые часто могут быть хорошо видимыми, можно установить порядок интерференционной окраски минерала. Так, если черных (фиолетовых) полосок мы насчитываем две — интерференционная окраска третьего порядка, если четыре — соответственно пятого порядка и т. д.

Компенсатор в виде пластинки, обладающей фиолетовой или красной интерференционной окраской, применяется широко, так как с помощью этого компенсатора довольно значительные изменения интерференционных окрасок особенно хорошо улавливаются глазом.

Слюдяная пластинка $\frac{1}{4} \lambda$. Слюдяная пластинка $\frac{1}{4} \lambda$ между скрещенными николями окрашена в светлый беловато-серый цвет в связи с тем, что разность хода в ней для желтого цвета равна $\frac{1}{4} \lambda$, т. е. около $150 \text{ м}\mu$. Она вставляется в такую же обойму, как и предыдущая, однако она монтирована

в обойме разными фирмами в различном положении: в одних случаях длина обоймы совпадает с Np_1 , в других — с длиной обоймы совпадает Ng_1 .

При введении в тубус микроскопа она понижает или повышает разность хода, полученную в кристалле, на 150 μ , и, следовательно, на величину, сравнительно с фиолетовой пластинкой незначительную, поэтому и изменения окрасок значительно меньше. Она особенно применима тогда, когда необходимо лишь немного изменить разность хода.

Применение пластинки красного или фиолетового цвета первого порядка особенно удобно в том случае, когда интерференционная окраска особенно низкая — серая, светлосерая, белая первого порядка, в таком случае получается резкое, бросающееся

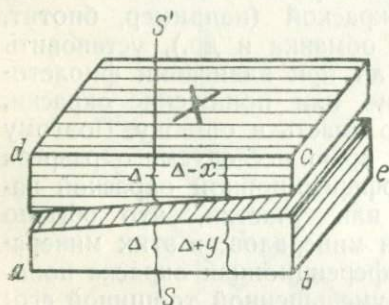


Рис. 59. Схема компенсатора Бабинев.

в глаза изменение окраски минерала. При высоких интерференционных окрасках второго и третьего порядков удобнее применять пластинку красного или фиолетового цвета второго порядка.

Слюдяная пластинка особенно часто применяется, когда интерференционная окраска занимает промежуточное место между первым и вторым порядками.

Компенсатор Бабинев.

В том случае, когда необходимо не только получить приблизительные числа, но и точно определить $Ng - Np$, $Ng - Nm$, $Nm - Np$, пользуются компенсатором Бабинев (рис. 59). Он состоит из двух кварцевых клиньев с очень острым углом, в разбираемом ниже случае равным $1^\circ 18'$, которые вырезаны во взаимно перпендикулярных направлениях. Линии на рисунке указывают на направление оптической оси в обоих клиньях; в верхнем клине оптическая ось идет параллельно длине клина cd , в нижнем — перпендикулярно к ней и параллельно нижней поверхности клина be . Наложённые своими наклонными плоскостями друг на друга оба клина в совокупности образуют тело, которое можно сравнить с телом со взаимно параллельными плоскостями, имея в виду, что слой воздуха между ними представляет также как бы пластину со взаимно параллельными поверхностями.

Если на нижнюю плоскость падает параллельный свет, лучи его при диагональном положении клина распадаются на две волны, как и во всяком другом двоякопреломляющем теле при тех же условиях. Наиболее интенсивная интерференционная окраска получается тогда, когда оптические оси компенсатора Бабинев стоят в диагональном положении, т. е. под углом 45° к сечениям николей.

Из двух волн лучей, которые проходят по средней линии, где толщина обоих клиньев одинакова, одна настолько же будет ускорена в верхнем клине, насколько другая замедлена в нижнем клине, и наоборот. Поэтому по выходе из верхнего клина обе волны не будут давать никакой разности хода; между скрещенными николями в середине поля зрения получается черная полоса равной по средней линии толщины.

Если луч проходит направо или налево от этой линии равной толщины, снова появляются разности в толщине клиньев верхнего и нижнего с обратным взаимодействием волн; в связи с этим получается разность хода, величина которой зависит от разности в толщине обоих кварцевых клиньев в месте прохождения этих волн. Обозначим толщину клина в том месте, где она в обоих клиньях одинаковая для соседнего с черной полосой места, в верхнем клине $\Delta - x$, в нижнем $\Delta + y$; разница хода в верхнем клине будет:

$$R_{1Ne} - R_{1No} = R_{\text{верх}} = (\Delta - x)(Ne - No),$$

в нижнем клине:

$$R_{Ne} - R_{No} = R_{\text{ниж}} = (\Delta + y)(Ne - No);$$

разность хода после прохождения всего компенсатора Бабинье:

$$R_{\text{ниж}} - R_{\text{верх}} = R = (x + y)(Ne - No).$$

Когда компенсатор поставлен в диагональное положение, в монохроматическом свете появляются светлые полосы направо и налево от средней черной линии, вплоть до тех мест, где разность хода будет равна λ данного монохроматического цвета; там, где эта разность равна 1, 2, 3 и т. д. целым волнам, получаются такие же черные линии, как и в средней части компенсатора.

Нижний кварцевый клин при помощи специального микрометрического винта может передвигаться на очень точно измеряемые расстояния относительно неподвижного верхнего клина; средняя черная полоса устанавливается в центре поля зрения при помощи окуляра по косому перекресту, выцарапанному на верхнем кварцевом клине.

Передвигаем при перекрещенных николях нижний клин компенсатора в монохроматическом свете до тех пор, пока две рядом расположенные черные полосы последовательно не придут в центр на пересечение нитей. Это передвижение будет соответствовать увеличению разности хода на λ данного монохроматического цвета. Измеренное при помощи микрометрического винта оно обозначается δ .

Пример. Угол клина данного компенсатора $1^\circ 18'$. Передвижение микрометрического винта, необходимое для того, чтобы одна черная линия заменила другую, 2,86 мм (572 деления головки винта). Отсюда $x + y = 2,86 \operatorname{tg} 1^\circ 18'$. Сила двойного лучепреломления кварца $Ng - Np = 0,0091$, следовательно, $R = \lambda =$

$= 2,86 \text{ tg } 1^\circ 18' \times 0,0091 = 0,00590$ (вместо* действительной 0,00589).

Противоположная разность фаз легко получается также и в том случае, если мы вращаем микрометрический винт, пока через центр поля зрения не передвинутся две, три и более черных полосы.

Характерная для компенсатора величина δ устанавливается раз навсегда для данного компенсатора путем ряда установок черных полос в различных частях компенсатора.

При применении белого цвета можно видеть, что вместо ряда черных полос получается одна черная полоса в центре, именно там, где разность хода в нижнем и верхнем клиньях одинаковая, по обе стороны от нее виден ряд полос с постепенно повышающейся интерференционной окраской (первого, второго, третьего и других порядков), как это наблюдается вообще в кварцевом клине.

При компенсации разности хода в исследуемой пластинке с помощью компенсатора Бабиня приводят пластинку в поле зрения микроскопа в диагональное положение, компенсатор приводят в нулевое положение, т. е. в положение, когда черная полоса пересекает центр поля зрения.

Выдвигают анализатор, в тубус вместо окуляра вставляют компенсатор в диагональном положении по отношению к поляризатору; на компенсаторе устанавливают накладной анализатор в скрещенном по отношению к поляризатору положении. В таком случае черная полоса смещается на большее или меньшее расстояние от центра поля зрения; разность хода пластинки, поставленной в диагональном положении по отношению к компенсатору, равна разности хода в этой части компенсатора, где и будет видна черная полоса (полная компенсация). Очевидно, черная полоса видна там, где разность хода может быть измерена в длинах волн λ .

Вращая микрометрический винт, мы передвигаем черную полосу в центр поля зрения, отсчитывая соответствующие деления головки винта. Эта величина обозначается l . Так как на передвижение одной полосы на место другой требуется вращение δ головки винта, причем это передвижение соответствует длине волны λ данного цвета, то передвижка на l для перемещения сдвинутой части полосы будет соответствовать $\frac{l}{\delta} \lambda$ этого же цвета.

Для уточнения пластинка поворачивается на 180° ; тогда черная полоса передвигается в противоположную сторону; возвращая ее в нулевое положение и отсчитывая снова деления, получаем второй отсчет. Половина суммы двух отсчетов даст нам искомую величину.

Сила двойного лучепреломления определяется по следующей формуле:

$$Ng_1 - Np_1 = \frac{l\lambda}{\delta},$$

где: δ — число делений головки микрометрического винта, отсчитываемое в монохроматическом свете при передвижке черной полосы в случае отсутствия минерала;
 l — то же число в присутствии минерала;
 λ — длина волны данного цвета (желтого, равная 0,00589);
 d — толщина пластинки.

Компенсатор Берека. Компенсатор Берека (рис. 60) представляет собой прибор, построенный по принципу использования кальцита для определения разности хода путем компенсации. Его применение значительно проще, скорость определения больше, точность не уступает компенсатору Бабинне. При малой силе двойного лучепреломления точность компенсатора Берека даже значительно больше, достигая 2—3 $m\mu$, при большой — равноценна компенсатору Бабинне.

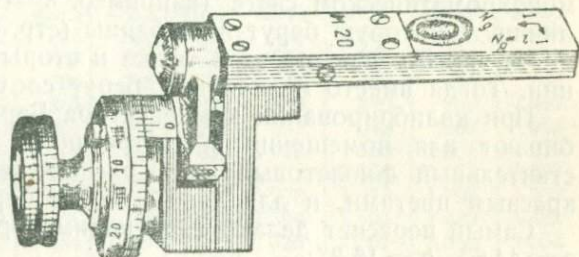


Рис. 60. Компенсатор Берека.

Он построен на принципе поворота пластинки кальцита, вырезанной перпендикулярно к оптической оси, вокруг линии, перпендикулярной к этой оси, т. е. вокруг линии, совпадающей с N_g . Толщина пластинки всего 0,1 мм, что даёт возможность при повороте до 30° получить цвета до четвертого порядка. Если ось микроскопа параллельна оптической оси этой пластинки, двойного лучепреломления не происходит. Между скрещенными николями при таком положении компенсатора в поле зрения виден расплывчатый черный крест, перекрест которого располагается в центре поля зрения (в параллельном свете). По мере поворота пластинки вокруг оси вращения лучи проходят тем больший путь по пластинке под тем большим углом к оптической оси, чем больше поворот. Получается соответственно все большая разность хода и, следовательно, все более повышается интерференционная окраска; черный крест сдвигается в сторону, уступая место изохроматическим кольцам с интерференционными цветами, расположенными в обычном порядке.

Измерение поворота пластинки происходит путем отсчета градусов на соответствующем барабане.

Пластинка кальцита вдевается в специальную обойму с колечатым изгибом и винтовым вращением при помощи винта А и зубчаток.

Компенсатор вставляется в микроскоп в то же отверстие над объективом и под анализатором, в которое вставляется и фиолетовая (красная) или слюдяная пластинка, следовательно,

под углом 45° к сечениям николей. С длиной обоймы совпадает Ng .

Между скрещенными николями при нормальном положении, т. е. при отметке на лимбе 30° , виден черный крест с широкими балками, центр креста находится в центре поля зрения.

Чтобы найти константу C , характерную для компенсатора Берека, этот компенсатор помещают между скрещенными николями в прорез микроскопа и в монохроматическом свете совмещают с центром поля зрения первую черную кривую вращением винта компенсатора вправо и влево от положения, отмеченного меткой 30° , при котором в поле зрения виден крест. Отсчитывая оба положения, получают числа a и b . Отсюда

получают число $i = \frac{a-b}{2}$; длину волны, которая применялась при монохроматическом свете (например, $\lambda = 589 \text{ м}\mu$), делят на величину i , которую берут из таблицы (стр. 97). Для большей точности можно использовать также и вторые и третьи черные линии. Тогда вместо величины λ берут соответственно 2λ и 3λ .

При калибровании компенсатора Берека в белом свете выбирают для помещения в центре поля зрения наиболее чувствительный фиолетовый цвет, расположенный между синим и красным цветами, и для длины волны берут число $551 \text{ м}\mu$.

Самый пересчет делают следующим образом при $\lambda = 589 \text{ м}\mu$, $a = 44,6^\circ$, $b = 15,8^\circ$:

$$i = \frac{a-b}{2} = \frac{44,6^\circ - 15,8^\circ}{2} = 14,4^\circ.$$

Пользуясь специальной таблицей (стр. 97), составленной для компенсатора Берека, получают для $14,4^\circ$ число 626 (функция компенсации для компенсатора Берека). Длину волны $\lambda = 589$ делим на 626. Получаем константу данного компенсатора C : $C = 589 : 626 = 0,941$.

При пользовании таблицами, приложенными к каждому компенсатору, получают то же значение для $i = \frac{a-b}{2}$.

Разрез минерала, в котором определяется разность хода, устанавливается в центре поля зрения в диагональном направлении так, чтобы его ось Np стояла параллельно длине обоймы компенсатора, т. е. чтобы после вдвигания компенсатора и вращения его пластинки получалось понижение окраски. Если происходит повышение окраски, столик микроскопа необходимо повернуть на 90° . Вставляя компенсатор, предварительно тщательно проверив, что против нулевой черты стоит число 30, иначе можно сломать прибор, и вращают его винт до тех пор, пока в центре поля зрения не появится темносерое пятно. Установив середину этого темного пятна в центре поля зрения, делают первый отсчет; затем поворачивают винт в обратную сторону, пока во второй раз не произойдет компенсирование разности хода в пластинке, и делают второй отсчет. Компенсиро-

Функции компенсации для компенсатора Берка

| $i = \frac{a-b}{2}$ | 0,0 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,9 |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0 | 0,0 | 0,03 | 0,12 | 0,27 | 0,49 | 0,76 | 1,10 | 1,5 | 1,9 | 2,5 |
| 1 | 3,0 | 3,7 | 4,4 | 5,1 | 6,0 | 6,9 | 7,8 | 8,8 | 9,9 | 11,0 |
| 2 | 12,2 | 13,4 | 14,7 | 16,1 | 17,5 | 19,0 | 20,6 | 22,2 | 23,9 | 25,6 |
| 3 | 27,4 | 29,3 | 31,2 | 33,2 | 35,2 | 37,3 | 39,5 | 41,7 | 44,0 | 46,3 |
| 4 | 48,4 | 51,2 | 53,7 | 56,3 | 58,9 | 61,6 | 64,4 | 67,2 | 70,1 | 73,1 |
| 5 | 76,1 | 79,1 | 82,3 | 85,5 | 88,7 | 92,0 | 95,4 | 98,8 | 102,3 | 105,9 |
| 6 | 109,5 | 113,2 | 116,9 | 120,7 | 124,6 | 128,5 | 132,5 | 136,5 | 140,6 | 144,8 |
| 7 | 149,0 | 153,3 | 157,6 | 162,0 | 166,5 | 171,0 | 175,6 | 180,2 | 184,9 | 189,6 |
| 8 | 194,5 | 199,3 | 204,3 | 209,3 | 214,4 | 219,5 | 224,6 | 229,9 | 235,2 | 240,5 |
| 9 | 245,9 | 251,4 | 257,0 | 262,6 | 268,2 | 273,9 | 279,7 | 285,5 | 291,4 | 297,4 |
| 10 | 303,4 | 309,5 | 315,6 | 321,8 | 328,1 | 334,4 | 340,7 | 347,2 | 353,7 | 360,2 |
| 11 | 366,8 | 373,5 | 380,2 | 387,0 | 393,8 | 400,8 | 407,4 | 414,7 | 421,8 | 428,9 |
| 12 | 436,1 | 443,4 | 450,7 | 458,1 | 465,5 | 473,0 | 480,6 | 488,2 | 495,8 | 503,5 |
| 13 | 511 | 519 | 527 | 535 | 543 | 551 | 5,69 | 567 | 576 | 584 |
| 14 | 592 | 601 | 609 | 618 | 626 | 635 | 644 | 653 | 661 | 670 |
| 15 | 679 | 688 | 697 | 705 | 716 | 725 | 734 | 743 | 753 | 762 |
| 16 | 772 | 781 | 791 | 801 | 810 | 820 | 830 | 840 | 850 | 860 |
| 17 | 870 | 880 | 890 | 901 | 911 | 921 | 932 | 942 | 953 | 963 |
| 18 | 974 | 985 | 996 | 1006 | 1017 | 1028 | 1039 | 1050 | 1061 | 1072 |
| 19 | 1084 | 1095 | 1106 | 1118 | 1129 | 1141 | 1152 | 1164 | 1175 | 1187 |
| 20 | 1199 | 1211 | 1222 | 1234 | 1246 | 1258 | 1270 | 1283 | 1295 | 1307 |
| 21 | 1319 | 1332 | 1344 | 1357 | 1369 | 1382 | 1394 | 1407 | 1420 | 1432 |
| 22 | 1445 | 1458 | 1471 | 1484 | 1497 | 1510 | 1523 | 1537 | 1550 | 1563 |
| 23 | 1577 | 1590 | 1603 | 1617 | 1631 | 1644 | 1658 | 1672 | 1685 | 1699 |
| 24 | 1713 | 1727 | 1741 | 1755 | 1769 | 1783 | 1797 | 1812 | 1826 | 1840 |
| 25 | 1855 | 1869 | 1884 | 1898 | 1913 | 1927 | 1942 | 1957 | 1972 | 1987 |
| 26 | 2001 | 2016 | 2032 | 2046 | 2062 | 2077 | 2092 | 2107 | 2123 | 2138 |
| 27 | 2153 | 2169 | 2184 | 2200 | 2215 | 2231 | 2247 | 2262 | 2278 | 2294 |
| 28 | 2310 | 2326 | 2342 | 2358 | 2374 | 2390 | 2407 | 2422 | 2439 | 2455 |
| 29 | 2471 | 2488 | 2504 | 2521 | 2537 | 2554 | 2570 | 2587 | 2604 | 2620 |
| 30 | 2637 | 2654 | 2671 | 2688 | 2705 | 2722 | 2739 | 2756 | 2773 | 2791 |

вание происходит лучше всего при совершенно параллельном положении Np компенсатора и Ng минерала. Из одного отсчета вычитают другой и, деля пополам, получают число, обозначаемое буквой i , т. е.

$$i = \frac{a-b}{2}.$$

Так, например:

$$a = 35,7^\circ; \quad b = 24,5^\circ;$$

$$i = \frac{35,7^\circ - 24,5^\circ}{2} = 5,6^\circ.$$

Величину $f(i)$ (в данном случае $i = 5,6^\circ$) отыскивают в таблице (стр. 97) и, умножая ее на константу компенсатора C (в данном случае 0,941), получают разность хода R в $\mu\text{м}$ для данного света ($R = 95,4 \times 0,941 = 89,77$).

В случае пользования таблицами, приложенными к компенсатору, определяют логарифмы $f(i)$ — в данном случае $i = 5,6^\circ$ —

и к нему прикладывают логарифм константы C данного компенсатора (для различных компенсаторов в связи с различной толщиной пластинки кальцита константы различны) по формуле:

$$\lg R = \lg C + \lg f(i),$$

где R — разность хода в $m\mu$, т. е.

$$R = (Ng - Np)e;$$

$$\lg f(i) (5,6^\circ) = 3,980 \cdot$$

$$\frac{\lg C}{\lg R} = \frac{3,974}{1,954}$$

Из табл. II получаем: $R = 90,0 m\mu$.

Для выражения разности хода R в долях волны каждого определенного цвета делят это число R на длину волны; тогда разность хода изображается в долях волны данного цвета:

$$K = \frac{R}{\lambda}.$$

Если известна толщина шлифа, можно получить разность между показателями преломления, или силу двойного лучепреломления, по следующей формуле: $Ng - Np = \frac{R}{e}$, где e — толщина препарата.

Компенсатор Берека служит также и для определения оптических направлений в разрезах.

В параллельном свете исследуемый разрез ставят в диагональное положение. Вставив компенсатор Берека, вращают его, наблюдая, получается ли повышение или понижение окраски. Если получается повышение интерференционной окраски, то с осью Ng компенсатора или длиной его совпадает ось разреза минерала Ng_1 , и, следовательно, в направлении, перпендикулярном к длине компенсатора, имеется ось Ng_1 . Если наблюдается понижение окраски, то с осью Ng или длиной компенсатора совпадает ось разреза Np_1 .

Угасания

Прямое угасание. В пластинке, вырезанной из кристалла тетрагональной, гексагональной или ромбической сингонии, в связи с положением оптической индикатрисы в этих кристаллах, разрезанной в любом направлении, оси эллипсоида Ng , Nm и Np должны располагаться обязательно параллельно линиям ограничения, если последние являются следами плоскостей кристалла, параллельных в свою очередь кристаллографическим осям a , b и c .

При помещении такого рода пластинки на столик микроскопа между скрещенными николями угасание ее происходит тогда, когда линии ограничения пластинки или трещины спайности,

параллельные той или иной кристаллографической оси, совпадают с сечениями николей. Такого рода угасание носит название прямого угасания (рис. 61).

Следовательно, прямым угасанием мы называем такого рода угасание, при котором пластинка угасает тогда, когда линии ограничения, параллельные кристаллографическим осям a , b или c , или параллельные им трещины спайности совпадают с сечениями николя. Для кристаллов тетрагональной, гексагональной и ромбической сингоний характерно именно прямое угасание.

В кристаллах моноклиной сингонии в разрезах, перпендикулярных к плоскости симметрии (010) и, следовательно, параллельных оси симметрии b , одна из осей эллипсоида Ng , Nm или Np совпадает с осью b , а плоскость (010) — с одним из сечений такого эллипсоида ($NgNp$, $NmNg$ или $NmNp$). В пластинке, перпендикулярной к (010), помещенной на столике микроскопа, между скрещенными николями будет также наблюдаться прямое угасание, т. е. угасание, параллельное следу плоскости (010), либо перпендикулярное к ней.

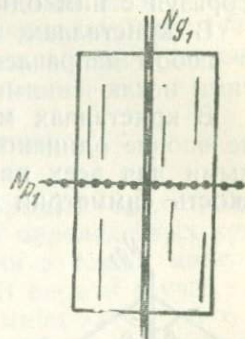


Рис. 61. Прямое угасание.

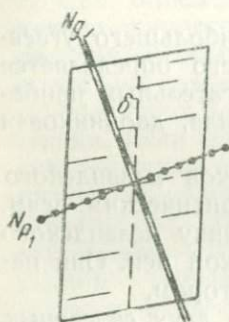


Рис. 62. Косое угасание.

Косое угасание. В пластинке, вырезанной из кристалла моноклиной системы в ином направлении, чем направление, перпендикулярное к плоскости симметрии (010), оси эллиптического сечения могут быть и не параллельны линиям ограничения кристалла.

Пластинка, вырезанная в таком направлении из кристалла моноклиной системы и помещенная между скрещенными николями, не дает прямого угасания. Когда мы ставим ее на угасание, линии ограничения не параллельны николям. Когда ставим линии ограничения параллельно сечениям николей, пластинка не угасает. Следовательно, направления колебания в пластинке образуют косой угол δ с сечениями николей. Такого рода угасание носит название косого (рис. 62).

Наиболее характерным для кристаллов моноклиной сингонии является угасание, которое наблюдается в разрезах, параллельных плоскости симметрии, так как в этой плоскости направления колебаний в эллиптических сечениях оптического эллипсоида образуют близкий к наибольшему угол с вертикальной кристаллографической осью кристалла.

Симметричное угасание. Симметричное угасание

наблюдается в кристаллах тетрагональной, гексагональной сингонии, также в ромбической и моноклинной сингонии в разрезах, перпендикулярных к плоскости симметрии (010), и заключается в том, что направление угасания делит пополам линии одинакового кристаллографического направления в кристалле, образуя с ним одинаковые углы (рис. 63).

В кристаллах триклинной сингонии разрезы, вырезанные в любом направлении, отличаются косым угасанием, за немногими исключениями.

В кристаллах моноклинной сингонии положение эллипсоида не вполне одинаково для лучей разной длины волны; постоянными для всех цветов остаются только направление b и плоскость симметрии ac (010), одинаковые для эллипсоидов всех цветов; для остальных направлений происходит смещение эллипсоида, различное в различных веществах, но обычно очень незначительное. Поэтому угол косоугольного угасания не остается одинаковым для всех цветов; разница в углах угасания то ничтожна и почти не поддается измерениям, то может достигать нескольких градусов. В последнем случае необходимо определять угол косоугольного угасания для каждого цвета в отдельности, производя измерения в монохроматическом свете.

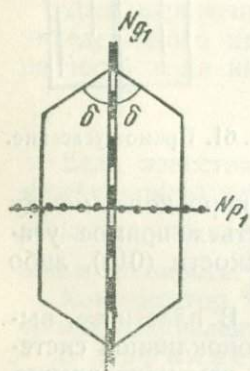


Рис. 63. Симметричное угасание.

Момент наступления наибольшего угасания пластинки точнее всего определяется при помощи таких вспомогательных приборов, как ставроскоп Кобелля, двойниковая пластинка Бржезины и др.

Пластинка Бржезины состоит из двух кусков исландского шпата, вырезанных почти перпендикулярно к оптическим осям. Ставроскоп Кобелля представляет собой пластинку исландского шпата, вырезанную перпендикулярно к оптической оси. Они накладываются на окуляр под накладным анализатором.

Полутеневая пластинка Накамура состоит из двух склеенных пластинок право- и левовращающего кварца,двигаемых через соответствующий разрез в окуляре Райта с ирисовой диафрагмой, с наложенным на нем накладным анализатором; пластинка без минерала дает полутени, одинаковые в обеих пластинках кварца; полутень сохраняется и при полном угасании исследуемого минерала. Полутеневая пластинка Маседе-Лепиной состоит также из двух пластинок право- и левовращающего кварца; она имеет форму клина и также двигается в отверстие в окуляре Райта.

Точное определение угла угасания без помощи специальных приборов производится следующим образом: вращают столик микроскопа по часовой стрелке, пока пластинка не угаснет; делают отсчет, после чего вращают немного дальше; затем поворачивают столик микроскопа против часовой стрелки, пока

снова не наступит угасание пластинки, и делают второй отсчет; после этого поворачивают столик микроскопа еще немного в том же направлении и снова вращают назад; операцию повторяют несколько раз и берут среднее из ряда отсчетов.

При определении угла угасания необходимо каждый раз указывать, имеем ли мы дело с углом, образованным данным кристаллографическим направлением с направлением колебаний луча, обладающего наибольшим показателем преломления или наименьшим.

Определение оптического характера главной зоны минерала

Минералы, присутствующие в горных породах, часто удлинены (или пластинчатые) преимущественно в определенных кристаллографических направлениях, с которыми в одних минералах совпадает ось Np_1 , в других — ось Ng_1 . В первом случае говорят об отрицательном удлинении минерала и об отрицательном оптическом характере главной зоны минерала, во втором — о положительном удлинении и положительном характере главной зоны. Для определения оптического характера главной зоны или удлинения пользуются гипсовой или слюдяной пластинкой, дающей фиолетовую (красную) окраску, кварцевым клином и т. д.

При определении оптического характера удлинения с помощью фиолетовой (красной) пластинки устанавливают минерал так, чтобы ось Np_1 компенсатора, вдвинутого в соответствующий разрез тубуса, была параллельна удлинению минерала, и наблюдают за изменением окраски минерала или данной пластинки. Если наблюдается понижение интерференционной окраски — удлинение минерала положительное, если повышение — отрицательное. Для проверки минерал поворачивают на 90° ; тогда с его длиной будет совпадать направление другой оси в пластинке; вместо понижения в первом случае получается повышение интерференционной окраски, и наоборот.

Те же наблюдения производятся при помощи слюдяной пластинки $\frac{1}{4} \lambda$.

Кварцевый клин, вырезанный из кварца параллельно или косо к оптической оси его, заклеивается между стеклами. Между скрещенными николями он дает все интерференционные цвета — от темносерого на тонком конце до цвета третьего или четвертого порядка на толстом. На нем алмазной иглой наносится направление Np_1 . Его вдвигают в отверстие тубуса микроскопа так, чтобы Np_1 шло параллельно длине минерала, и следят за тем, происходит ли повышение или понижение окраски. Дальнейшее определение знака производится так же, как и с фиолетовой (красной) пластинкой.

Двойниковые кристаллы в минералах кубической сингонии узнаются по входящим углам или по расположению трещин спайности в обоих половинах двойника. Что касается минералов всех остальных сингоний, то в них обе половины двойников между скрещенными николями угасают обычно одновременно. При полисинтетическом двойниковом сложении получается ряд полосок одновременно угасающих, причем, в то время как четные угасают, нечетные остаются светлыми, при дальнейшем вращении шлифа наблюдается обратное явление. Иногда наблюдается двойниковое сложение по двум и более законам одновременно.

Оптические аномалии

В ряде минералов, входящих в состав горных пород, в шлифе иногда наблюдаются оптические явления, которые не свойственны той системе, в которой кристаллизуется тот или иной минерал; такого рода явления носят название оптических аномалий. Оптические аномалии в большинстве случаев обусловлены теми механическими напряжениями, которые возникают в данной кристаллической среде вследствие присутствия в минералах включений, главным же образом обусловлены тем, что ряд минералов представляет собой изоморфные смеси веществ, обладающих неодинаковыми ионными радиусами. В некоторых случаях вследствие натяжений, полученных при затвердевании жидких расплавленных масс, частью вследствие присутствия включений, вулканическое стекло действует на поляризованный свет обычно весьма слабо. В ряде однопреломляющих минералов по тем же причинам, о которых было сказано выше, имеет место более или менее сильно выраженное двойное лучепреломление; так, в некоторых случаях обнаруживают такого рода оптические аномалии гранаты, часто представляющие собой изоморфные смеси. В некоторых минералах, кристаллизующихся в тетрагональной или гексагональной сингонии, наблюдается вследствие тех же причин присутствие двух оптических осей.

Исследования при двух николях в сходящемся свете

Интерференционные фигуры оптически одноосных кристаллов

Результаты прохождения лучей через кристалл можно наблюдать при помощи специальной установки поляризационного микроскопа одновременно по различным направлениям. Для ряда оптических разрезов через кристаллы различных веществ получаются при этом чрезвычайно характерные фигуры, которые дают возможность судить о деталях оптических свойств кристаллов и одновременно облегчают, ускоряют и уточняют определение самих минералов.

Обычно пропускается через препарат сходящийся в виде конуса пучок плоскополяризованных лучей, прошедших через поляризатор; они проходят тем более широким пучком через препарат, чем больше апертура, т. е. оптическое отверстие объектива, чем меньше фокусное расстояние линзы конденсатора, помещенной под поляризатором.

Для получения так называемых интерференционных фигур в сходящемся свете и изучения их поступают следующим образом. Найдя при малом увеличении и несколько опущенном конденсаторе подходящий для изучения его в сходящемся свете разрез, заменяют малое увеличение большим (объективы, смотря по фирме, изготовившей микроскоп, № 6, 7, реже другие) и проверяют центрировку микроскопа. После этого поднимают конденсатор вместе с поляризатором так, чтобы конденсатор возможно ближе подошел к нижней поверхности предметного стекла. Далее применяют один из следующих способов, основанных на том, что на пути лучей, проходящих через микроскоп, фигуры в сходящемся свете, как видно из рисунков, наблюдаются в нескольких местах поля зрения, в зависимости от направления через кристалл. Схема расположения частей микроскопа и интерференционной фигуры изображена на рис. 64, где K — конденсатор, P — шлиф, $Об$ — линза объектива, RS — первая интерференционная фигура, $R'S'$ — вторая интерференционная фигура, получающаяся в верхнем конце тубуса, повернутая сравнительно с первой на 180° .

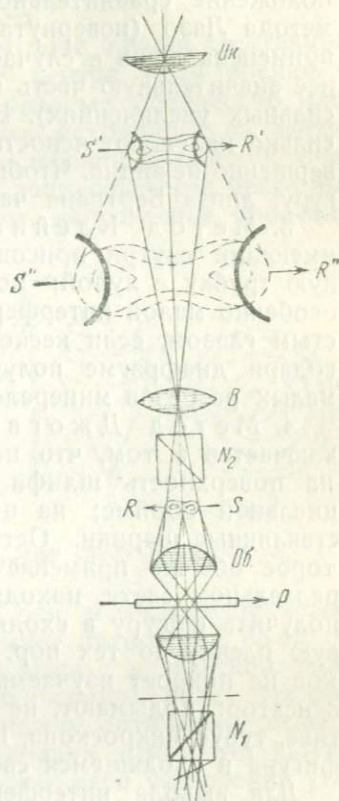


Рис. 64. Ход лучей в коно-
скопе.

сравнительно с первой на 180° .

1. Метод Лазо. Вынимают окуляр, тогда над поверхностью объектива появляется маленькая, но очень отчетливая интерференционная фигура $R'S'$, для которой характерно то, что она не перевернута, но имеет то же расположение оптических осей, что и в самом минерале; система: глаз — объектив. Чтобы видеть эту фигуру в самых мелких разрезах минералов, в конец тубуса вместо окуляра вставляется диафрагма с узким центральным отверстием.

2. Метод с линзой Бертрана. Оставляют окуляр и вдвигают в тубус или при помощи рукоятки наверху тубуса по-

мещают поперек оси микроскопа линзу Бертрана. Система: глаз — окуляр — линза Бертрана — объектив. Получается более расплывчатая, чем при применении метода Лазо, но сильно увеличенная интерференционная фигура $R'S''$, имеющая обратное положение, сравнительно с той, которая видна при применении метода Лазо (повернута на 180°). Линза Бертрана может быть применена лишь в случае, если минерал занимает более или менее значительную часть поля зрения (почти все поле зрения при сильных увеличениях). В противном случае соседние минералы сильно нарушают ясность получаемой фигуры, или она даже совершенно не видна. Чтобы можно было получить отчетливую фигуру, линза Бертрана часто снабжена специальной диафрагмой.

3. Метод Клейна заключается в том, что на окуляр, имеющий внутри ирисовую диафрагму, накладывают специальную трубку с лупой; получается увеличенное изображение той особенно малой интерференционной фигуры, которая видна простым глазом, если несколько поднять глаз над окуляром. Благодаря диафрагме получаем отчетливую фигуру и от весьма малых разрезов минералов.

4. Метод Джогансена и Н. Е. Веденеевой заключается в том, что под препарат помещают листок бумаги, на поверхность шлифа кладут целлоидиновую пленку в специальной обойме; на целлоидиновой пленке наклеены мелкие стеклянные шарики. Оставив малое или среднее увеличение, которое обычно применяется при исследовании минералов в параллельном свете, находят то зерно, для которого желателно получить фигуру в сходящемся свете; передвигают целлоидиновую пленку до тех пор, пока какой-либо из стеклянных шариков не покроет изучаемый разрез минерала; приподымают конденсатор; подымают, не вынимая окуляра и при том же объективе, тубус микроскопа, пока не будет достаточно хорошо видна фигура в сходящемся свете.

Для вывода интерференционных фигур служат следующие разрезы:

Разрезы, перпендикулярные к оптической оси. Оптическая индикатриса разрезана по круговому сечению.

В каждом оптически одноосном кристалле различают прежде всего направления колебаний.

Плоскость, в которой находятся одновременно луч, проходящий через кристалл, и оптическая ось, или ось вращения оптической индикатрисы, носит название главной оптической плоскости.

Лучи обыкновенный и необыкновенный, как мы видели раньше, колеблются таким образом: луч обыкновенный в эллиптическом разрезе оптической индикатрисы колеблется по той оси эллипса, которая перпендикулярна к оптической оси, следовательно луч обыкновенный всегда колеблется перпендикулярно к главной оптической плоскости, луч необыкновенный колеблется пер-

пендикулярно к этому направлению, т.е. в главной оптической плоскости.

Если посмотреть на поле зрения микроскопа, перпендикулярное к оси микроскопа и в то же время к оптической оси, то для любой точки поля зрения можно найти направления колебаний лучей обыкновенного и необыкновенного.

Эти направления можно начертить в поле зрения следующим образом: оптическая ось выходит в центре поля зрения и проектируется в нем в виде точки; главные оптические плоскости проектируются в виде радиусов, исходящих из центра поля зрения. Направления проекций колебаний в каждой точке поля зрения находят путем проведения радиусов через место выхода луча; линия радиуса будет давать направление проекций колебаний луча необыкновенного, направление перпендикулярное — направление колебаний луча обыкновенного.

Пропуская сходящийся пучок лучей определенной длины волны через пластинку, вырезанную перпендикулярно к оптической оси, можно видеть, что через центр поля зрения проходят

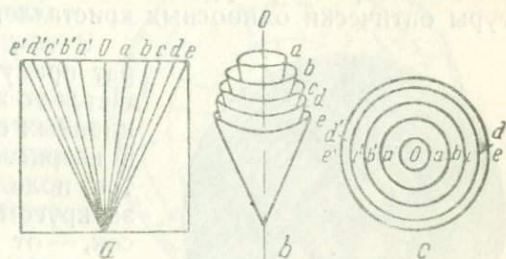


Рис. 65. Схема сходящегося света.

лучи, идущие параллельно оптической оси; в этом месте между скрещенными николями получается темное пятно (рис. 65 а).

Все лучи, образующие одинаковые углы с оптической осью, должны давать некоторую одинаковую разность хода; эта разность тем больше, чем больше угол между оптической осью и этими лучами; она увеличивается благодаря тому, что: 1) увеличивается разница между N_{g1} и N_{p1} по мере увеличения угла между лучом и оптической осью и 2) увеличивается путь, проходимый лучом по кристаллу. Соединив лучи, образующие одинаковые углы с оптической осью, общей поверхностью, получаем поверхность конуса; лучи, образующие его, дают одинаковую разность хода. Такая поверхность (рис. 65 б) носит название поверхности равного хода.

Сечения таких конусов полем зрения имеют форму кругов, следовательно, на некотором расстоянии от центра поля зрения будут получаться круги с одинаковой разностью хода, тем большей, чем больше радиус этих кругов.

При скрещенных николях в монохроматическом свете наблюдается погасание лучей в тех местах, где разность хода равна λ , 2λ , $3\lambda \dots$, вообще $2n \frac{\lambda}{2}$ усиление там, где разность хода

равна $\frac{1}{2}\lambda$, $\frac{3}{2}\lambda$, $\frac{5}{2}\lambda$, $(2n - 1)\frac{\lambda}{2}$.

В результате получается ряд concentрических черных и светлых колец (рис. 65 с).

Эти кольца не будут по всей своей окружности одинаково освещены.

В тех точках окружностей, где направления колебаний параллельны и перпендикулярны к сечениям николей, наблюдается темнота. По мере удаления от этих точек по кругу просветление колец усиливается, и наибольшей яркости кольцо достигает в тех точках, где колебания лучей в поле зрения образуют угол 45° с сечениями николей. В результате получается черный крест, пересекающий светлые и черные кольца, причем балки креста параллельны сечениям николей, или, что то же, нитям в окуляре.

Такого рода фигура носит название интерференционной фигуры оптически одноосных кристаллов.

В том случае, когда через препарат пропускается белый свет, наблюдается то же чередование интерференционных окрасок, которое мы видели в кварцевом клине; начиная от центра поля зрения, видна смена круг за кругом интерференционных окрасок, — от наиболее низких до все более и более высоких; следовательно, в поле зрения получается интерференционная фигура, состоящая из ряда изохроматических, т. е. одинаково окрашенных, колец, пересеченных черным крестом (рис. 66).

Рис. 66. Фигуры одноосного кристалла в сходящемся свете.

При параллельных николях получаются белый крест и изохроматические кольца, окрашенные в цвета, дополнительные к тем, которые наблюдаются при скрещенных николях. Фигуры в сходящемся свете зависят от фокусных расстояний объективов (апертуры), т. е. от того, каким объективом мы пользуемся: чем больше увеличение объектива, тем больше колец видно в поле зрения микроскопа.

Вывести фигуру в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, возможно и иным путем, предложенным венским петрографом Бекке, именно при помощи с к и о д р о м. Представим себе внутри кристалла шаровую поверхность, на которую нанесены следы пересечения ее главными оптическими плоскостями. Касательные к этим линиям будут направления колебаний лучей необыкновенных, когда они лежат в плоскости главного оптического сечения; линии перпендикулярные соответствуют направлениям колебаний лучей обыкновенных.

Нанеся на шаровую поверхность меридианы, изображающие круговые сечения, соответствующие главным оптическим плоскостям, и широтные круги, к ним перпендикулярные, в месте пе-

ресекация шаровой поверхности радиусом, получаем две взаимно перпендикулярные окружности, касательные к которым и будут направлениями колебаний лучей обыкновенного и необыкновенного.

Широтные и меридиональные круги проектируются на ортогональную проекцию. На плоскость, перпендикулярную оптической оси (горизонтальную), из каждой точки, нанесенной на шаровой поверхности, опускают перпендикуляры.

Меридиональные круги на плоскости проекции, перпендикулярной к оптической оси, получаются в виде радиусов, широтные круги в виде кругов, пересекающих радиусы под прямыми углами. Такого рода линии носят название **скиодром** (рис. 67).

Если построим такую проекцию скиодром в поле зрения микроскопа, то для каждой точки поля зрения найдем направление колебаний лучей; именно в каждой данной точке поля зрения лучи необыкновенные колеблются по радиусу, лучи обыкновенные — по касательным к круговым сечениям.

В том случае, когда из одного и того же минерала вырезаны две пластинки разной толщины, получаются изохроматические кольца того же цвета и порядка — в более тонкой большего диаметра, чем в более толстой. Объясняется это тем, что луч, идущий под данным углом к оптической оси, приобретает в месте выхода из пластинки тем большую разность хода, чем больший путь он проходит, согласно формуле

$$R = \frac{Ng - Np}{\delta},$$

где δ — меняющаяся толщина пластинки;

$Ng - Np$ — постоянная для данного круга сила двупреломления.

Если сравниваем фигуры в двух минералах с разной силой двупреломления в пластинках одинаковой толщины, исходя из той же формулы $R = \frac{Ng - Np}{\delta}$, можно сделать вывод, что тем меньше будет диаметр изохроматического кольца, чем больше при одной и той же толщине будет сила двупреломления этих минералов.

Так, например, при одной и той же толщине пластинки у кварца с $Ng - Np = 0,009$ изохроматические кольца будут обладать большим диаметром и выходить за пределы поля зрения микроскопа (рис. 68 а), в то время как у циркона с $Ng -$

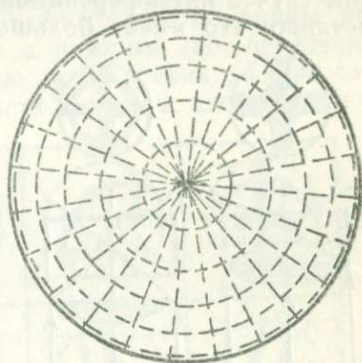


Рис. 67. Скиодромы одноосного кристалла.

— $N_p = 0,040$ те же кольца будут иметь меньший диаметр и будут видны в поле зрения (рис. 68с). В более толстых пластинках те же кольца имеют меньший диаметр, чем в тонких, и видны в поле зрения как у кварца (рис. 68b), так и у циркона (рис. 68d).

Необходимо иметь в виду, что в случае очень малой силы двупреломления минерала можно увидеть фигуру, обратную той, которая должна была бы получиться, и тем самым можно ошибочно определить знак минерала. Эта ошибка связана со свойствами объектива микроскопа и случается редко.

Нередко выгодно использовать толстые шлифы, так как в таком случае интерференционные фигуры выступают особенно отчетливо; это имеет большое значение для учебных целей. Чем

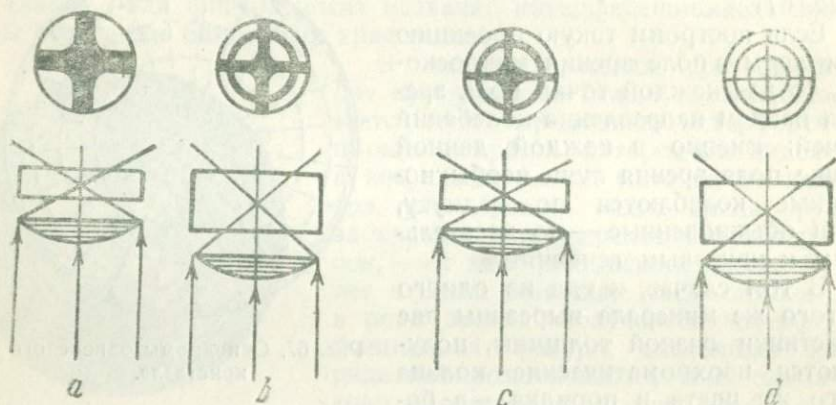


Рис. 68. Фигуры одноосного кристалла в сходящемся свете при разной толщине пластинки и разной силе двупреломления.

меньше апертура объектива, т. е. чем больше его фокусное расстояние и меньше увеличение, тем меньшим углом обладает улавливаемый конус лучей и одновременно при том же виде поля зрения интерференционная фигура благодаря применению линзы Бертрана становится крупнее и отчетливее.

При той толщине шлифа, которая по большей части применяется во время петрографических исследований горных пород, именно около $0,03$ мм, получают следующие ориентировочные различия интерференционных фигур в разрезах, более или менее перпендикулярных к оптической оси, при объективе № 7:

1. $N_g - N_p < 0,006$: черный крест и балки его очень широкие; светлые квадранты беловато-серые (апатит, нефелин).

2. $N_g - N_p \approx 0,009$: черный крест с широкими балками; квадранты белые, но без признаков желтого цвета (кварц, корунд).

3. $N_g - N_p \approx 0,015$: черный крест с не особенно широкими балками; по краям в квадрантах видна желтая окраска (скаполит).

4. $N_g - N_p \approx 0,025$: черный крест тонкий, в поле зрения появляются изохроматические кольца первого и второго порядков (скаполит, турмалин).

5. $N_g - N_p \approx 0,040$: черный крест с довольно тонкими балками; изохроматические кольца второго порядка (биотит).

6. $N_g - N_p \approx 0,075$: балки черного креста тонкие; цвета второго-третьего порядков (циркон).

7. $N_g - N_p \approx 0,100$: балки черного креста, очень тонкие, цвета третьего и четвертого порядков и выше (кальцит).

Разрезы косые по отношению к оптической оси. В пластинке, вырезанной косо к оптической оси, последняя отодвигается от центра поля зрения на тем больший угол, чем больше угол, образуемый ею с осью микроскопа. Угол может быть настолько велик, что при данном объективе оптическая ось может выходить за пределы поля зрения.

Когда оптическая ось остается в поле зрения, видны обе балки черного креста одновременно с центром его, передвинутым более или менее близко к краю поля зрения; в том случае, когда пластинка достаточно толста или сила двойного луче-

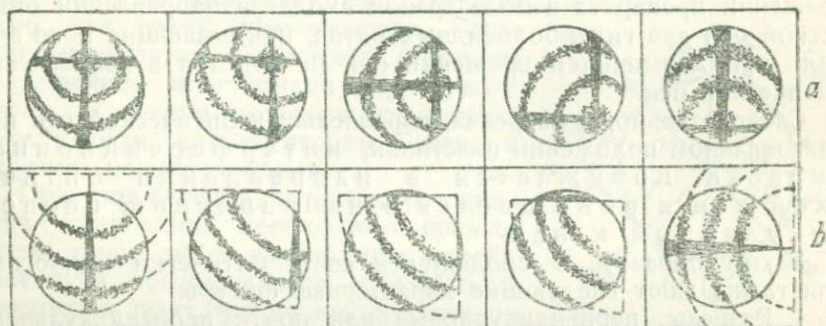


Рис. 69. Фигуры одноосного кристалла в косых разрезах.

преломления достаточно велика, видны кольца, изохроматические в белом свете, черные и цветные в монохроматическом свете, вокруг выхода оптической оси; при вращении препарата выход оптической оси совершает круг, а прямые балки креста одна за другой проходят через центр поля зрения, располагаясь параллельно сечениям николей (рис. 69).

В том случае, когда оптическая ось находится вне поля зрения, в поле зрения видны следы одной или двух прямых балок, при вращении столика микроскопа пересекающих поле зрения, располагаясь параллельно сечению то одного, то другого николя.

Разрезы, параллельные оптической оси. Разрезы, параллельные оптической оси при положении, параллельном сечениям николей, угасают, при диагональном положении просветляются. Лучи, выходящие в центре поля зрения, идут перпендикулярно к оптической оси и обладают наибольшей силой двойного лучепреломления $N_g - N_p$, некоторой разностью хода $R = e(N_g - N_p)$ и характерной интерференционной окраской. Лучи, выходящие в поле зрения

в том вертикальном сечении пластинки, которое проходит перпендикулярно к оптической оси, характеризуются тем, что, образуя все более и более косые углы с пластинкой, они сохраняют одну и ту же силу двойного лучепреломления $N_g - N_p$, так как колеблются перпендикулярно и параллельно оптической оси. Расстояние, которое они проходят, постепенно увеличивается; следовательно, разность хода R возрастает; вместе с тем повышается и интерференционная окраска. Наоборот, для лучей, проходящих в плоскости вертикальной и в то же время параллельной оптической оси, хотя и увеличивается расстояние e , которое они проходят, однако одновременно уменьшается сила двойного лучепреломления $N_{g1} - N_p$ или $N_g - N_{p1}$; если бы лучи проходили параллельно оптической оси, она приближалась бы к 0. Поэтому разность хода R постепенно уменьшается и одновременно понижается интерференционная окраска, не компенсируясь увеличением e длины пути по пластинке. При вращении препарата в поле зрения входят в направлении оптической оси два гиперболовидных пятна, покрывающие поле зрения; при дальнейшем вращении они расходятся в направлении оптической оси.

Следовательно, в разрезах, параллельных оптической оси при диагональном положении пластинки, интерференционная окраска понижается в направлении оптической оси и повышается в направлении, перпендикулярном к ней.

Таким образом, в сходящемся свете оптически одноосные кристаллы дают следующие характерные фигуры:

1. Разрезы, перпендикулярные или почти перпендикулярные к оптической оси: черный крест с пересечением в центре поля зрения, симметричные изохроматические кольца; изохроматические кольца могут отсутствовать.

2. Разрезы, образующие небольшой угол с оптической осью: в поле зрения видно пересечение балок черного креста; черные балки при вращении остаются параллельными сечениям николей; изохроматические кольца могут отсутствовать; если присутствуют — расположение их асимметричное.

3. Разрезы образуют большой угол с оптической осью: черные балки проходят поочередно одна за другой при вращении столика, располагаясь параллельно сечениям николей; пересечения балок не видно.

4. Разрезы, параллельные оптической оси: при диагональном положении светлое поле или окрашенное с понижением окраски от центра поля зрения по направлению оптической оси и повышением окраски перпендикулярно к ней. При вращении в поле зрения со стороны двух концов оптической оси входят два гиперболовидных черных пятна, покрывающие поле зрения.

Аномальные интерференционные окраски в белом сходящемся свете. Аномальные окраски обу-

словлены дисперсией двойного лучепреломления: когда дисперсия двойного лучепреломления отсутствует, получаются нормальные изохроматические кольца; когда получается более или менее значительная разница в силе двойного лучепреломления для крайних цветов спектра, получаются аномальные окраски.

Аномальные окраски интерференционных колец особенно хорошо видны в бруките и апофиллите (лейкоциклите); эти минералы для одного крайнего цвета являются оптически положительными, для другого — оптически отрицательными; для средних цветов сила двойного лучепреломления в них равна 0.

Определение оптического характера одноосных кристаллов

При решении вопроса об оптическом характере кристаллов пользуются способом компенсации той разности хода, которая получается в кристалле при помощи того или иного компенсатора. Чаще всего пользуются фиолетовой (красной) и слюдяной пластинками; при отсутствии их можно пользоваться кварцевым клином, компенсатором Берека и другими компенсаторами.

При определении оптического характера кристаллов необходимо прежде всего точно знать направления колебаний луча обыкновенного и необыкновенного в поле зрения как в разрезах перпендикулярных, так и косых или параллельных оптической оси. Узнаем мы это, пользуясь фигурой скиндром или же просто проводя соответствующие построения для любой точки зрения, т. е. строя для каждого выхода того или иного луча направление главной оптической плоскости (направление колебаний луча необыкновенного) и линии, перпендикулярной к нему (направление колебаний луча обыкновенного) (см. рис. 67).

Вместо скиндром при определении направлений колебаний в поле зрения микроскопа в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, можно пользоваться упрощенным чертежом (рис. 70), на котором показаны направления колебаний луча обыкновенного No по касательной к сечению индикатрисы, т. е. перпендикулярно к главной оптической плоскости, и луча необыкновенного Ne по радиусам, т. е. в главной оптической плоскости.

1. Фиолетовая (красная) пластинка. Разрез кристалла оптически положительного более или менее перпендикулярен к оптической оси; при вдвигении в поле зрения фиолетовой (красной) пластинки черный крест, в пределах которого

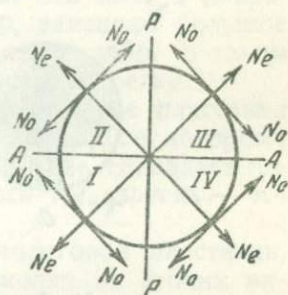


Рис. 70. Направления колебаний в одноосных кристаллах.

нет разности хода, заменяется крестом цвета фиолетовой (красной) пластинки (рис. 71а). В квадрантах II и IV, расположенных по оси Np_1 фиолетовой (красной) пластинки, это направление совпадает с направлением колебаний луча необыкновенного, направление Ng_1 фиолетовой (красной) пластинки — с направлением колебаний луча обыкновенного. Если кристалл оптически положительный, в нем луч необыкновенный колеблется в направлении Ng_1 , луч обыкновенный — в направлении Np_1 ; следовательно, в квадрантах II и IV ось Np_1 фиолетовой (красной) пластинки совпадает с осью Ng_1 кристалла, и, наоборот, с осью Ng_1 пластинки совпадает ось Np_1 кристалла. Получается уменьшение разности хода и, следовательно, понижение интерференционной окраски; у пересечения креста по обе стороны его видны по оси Np фиолетовой (красной) пластинки два желтых пятна; если в поле зрения имелось изохроматическое кольцо фиолетового цвета, оно заменяется кольцом черным.

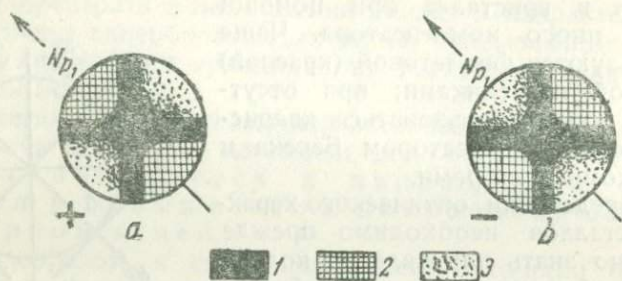


Рис. 71. Определение оптического характера одноосных кристаллов при помощи гипсовой пластинки.

1 — фиолетовый цвет, 2 — желтый, 3 — синий.

В квадрантах I и III, наоборот, оптически одинаковые направления Np_1 и Np_1 , Ng_1 и Ng_1 в фиолетовой (красной) пластинке и кристалле совпадают, разность хода увеличивается и повышается интерференционная окраска; вблизи пересечений креста выступают синие пятна. Если видим изохроматические кольца, то на некотором расстоянии от пересечения кольцо фиолетового цвета первого порядка переходит в фиолетовый цвет второго порядка. Вообще в квадрантах I и III кольца расширяются, в квадрантах II и IV суживаются. Это хорошо можно видеть, например, в кристаллах циркона.

В кристаллах оптически отрицательных наблюдается обратное (рис. 71b): у пересечения креста видно по направлению Np_1 фиолетовой (красной) пластинки повышение окраски, так как Np_1 пластинки и Np_1 кристалла совпадают; перпендикулярно к оси данной пластинки наблюдается понижение окраски; интерференционные кольца суживаются (пример — кальцит).

Следовательно, при применении фиолетовой (красной) пластинки в кристаллах положи-

тельных перпендикулярно к оси Np_1 пластинки наблюдается повышение окраски, параллельно этой оси понижение окраски, в отрицательных — наоборот.

Точно так же возможно определить оптический характер в разрезах, параллельных оптической оси; направление понижения окрасок в сходящемся свете дает нам указание на направление оптической оси. Поставив разрез так, что оптическая ось параллельна направлению Np_1 в фиолетовой (красной) пластинке, наблюдаем изменение окрасок; если интерференционная окраска понижается — кристалл положительный; если повышается — отрицательный.

Так как в сходящемся свете часто трудно судить о том, понижается или повышается интерференционная окраска в фигуре такого рода после того, как вдвинут компенсатор, поступают таким образом. Не вращая столика микроскопа, оставив пластинку в таком положении, что оптическая ось идет в направлении, по которому вдвигают компенсатор, заменяют большое увеличение малым; после этого вдвигают компенсатор. В таком случае изменение окраски проявляется достаточно резко.

2. Слюдяная пластинка $1/4 \lambda$. Слюдяные пластинки вставляются в обоймы так, что с направлением, по которому они вдвигаются в микроскоп (с длиной обоймы), совпадает направление в пластинках: одних фирм — ось Ng , других — ось Np_1 .

Поставив, как и при использовании фиолетовой пластинки, в сходящемся свете и при скрещенных николях на столик микроскопа разрез минерала, вырезанный перпендикулярно к оптической оси, вдвигают слюдяную пластинку. После выдвижения слюдяной пластинки в диагональном положении вместо черного креста получается крест серовато-белого цвета, соответственно окраске слюдяной пластинки.

Если минерал оптически положительный, то в I и III квадрантах с Np_1 слюдяной пластинки совпадает направление Ng минерала; происходит понижение окраски; образуются два черных пятна, располагающиеся перпендикулярно к направлению Ng слюдяного компенсатора; изохроматические кольца, если они видны, расширяются. Наоборот, в квадрантах II и IV происходит повышение окраски, кольца суживаются, так как с Np_1 пластинки совпадает Np минерала. В кристаллах оптически отрицательных наблюдается обратное: в квадрантах I и III окраска повышается, в квадрантах II и IV — понижается, и в них именно появляются те же два черных пятна. В тех случаях, когда расположение осей в слюдяной пластинке иное, черные пятна в кристаллах положительных располагаются параллельно длине пластинки (рис. 72a), в отрицательных — перпендикулярно к длине пластинки (рис. 72b).

Таким образом, в случае применения слюдяной пластинки в кристаллах оптически положительных черные пятна по-

являются перпендикулярно к направлению Ng_1 слюдяной пластинки, в кристаллах оптически отрицательных — в направлении, параллельном оси Ng_1 той же пластинки.

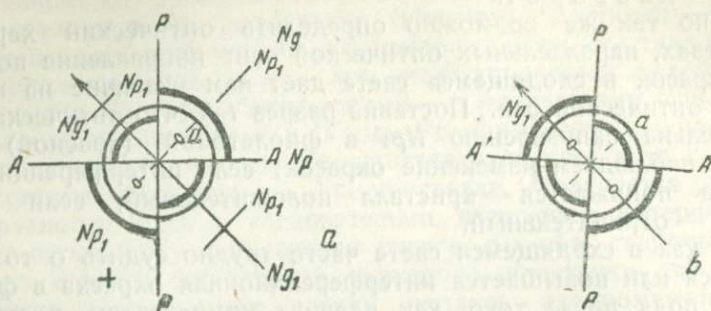


Рис. 72. Определение оптического характера одноосных кристаллов при помощи слюдяной пластинки $\frac{1}{4} \lambda$.

3. Кварцевый клин. При помощи кварцевого клина возможно определять оптический характер кристалла в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, в сходящемся свете, осторожно вдвигая его в то же отверстие, куда вставляются слюдяная и другие пластинки; с длиной кварцевого клина обычно совпадает направление Np . В зависимости от того, насколько вдвигается кварцевый клин, меняется окраска: вместо черного креста появляется серовато-белый крест (соответственно разности хода, равной $150 \text{ м}\mu$, которая наблюдается и в слюдяной пластинке); вдвигая кварцевый клин далее, получаем разность хода, близкую к $530 \text{ м}\mu$, и крест становится фиолетовым.

В первом случае в кристаллах оптически положительных наблюдается появление двух черных пятен по длине кварцевого клина, в оптически отрицательных — перпендикулярно к нему. Во втором случае в положительных кристаллах появляется желтая окраска, которая видна по длине кварцевого клина, и синяя — перпендикулярно к нему; в отрицательных кристаллах, наоборот, желтая окраска появляется перпендикулярно к длине кварцевого клина и синяя — по его длине. Одновременно по мере вдвигания кварцевого клина можно видеть расширение интерференционных колец в оптически положительных кристаллах и сужение их в оптически отрицательных.

4. Компенсатор Берека. В разрезе кристалла, перпендикулярном к оптической оси, в то же отверстие, куда вставляются фиолетовая и слюдяная пластинки, вставляется компенсатор Берека; его вращают до тех пор, пока черный крест в сходящемся свете не окрасится в фиолетовый цвет. Так как пластинка кальцита в компенсаторе Берека вырезана перпендикулярно к оптической оси и вращается вокруг линии, перпендикулярной к этой оси, то с направлением оси вращения компенсатора всегда будет совпадать направление Ng .

При повороте пластинки компенсатора на некоторый угол с направлением, перпендикулярным к оси вращения, совпадает направление N_g . Когда вместо черного креста получится фиолетовый, то, как и в присутствии слюдяной пластинки, в оптически положительных кристаллах параллельно оси вращения компенсатора Берека наблюдается повышение окраски (синяя окраска), перпендикулярно — понижение (желтая окраска); в оптически отрицательных, наоборот, в направлении, параллельном оси вращения N_g , появляется понижение окраски (желтая окраска), в направлении, перпендикулярном к оси вращения, — повышение окраски (синяя окраска).

Интерференционные фигуры оптически двуосных кристаллов

Вывод интерференционных фигур двуосных кристаллов, т. е. выявление того, что должно происходить с лучами, когда они в виде сходящегося конического пучка проходят через двуосный кристалл, труднее, чем вывод интерференционных фигур для одноосных кристаллов.

В этом случае большую помощь оказывает построение в двуосных кристаллах скиодром, аналогичных тем, которые получаются в одноосных кристаллах; они несколько сложнее, так как выводятся из трехосного эллипсоида, который имеет сравнительно с эллипсоидом вращения более сложную форму.

Описывая вокруг оптической индикатрисы шаровую поверхность, нанося на ней все нормали волн, выходящие из этого центра, и отмечая места пересечения этими нормальями шаровой поверхности точками, мы для каждой точки на этой поверхности можем отметить направления колебания двух лучей, проектирующихся в них. Соединяя точки с направлениями колебаний общими линиями, получаем на поверхности шара эллипсы и гиперболы, которые пересекаются друг с другом под прямыми углами и носят название скиодром. Эти скиодромы мы можем проектировать на ту или иную из главных плоскостей оптической индикатрисы по правилам ортогональной проекции и вычерчивать на такой проекции совокупность эллипсов и гипербол, пересекающихся друг с другом под прямыми углами. В том месте, где вершины эллипсов и гипербол соприкасаются в одной точке (а таких точек две), находятся выходы луча с показателем преломления N_m или выходы оптических осей (рис. 73 а — разрез, перпендикулярный к острой биссектрисе, рис. 73 б — разрез, перпендикулярный к тупой биссектрисе, рис. 73 с — разрез, перпендикулярный к оптической нормали).

Чем больше угол оптических осей кристалла, тем больше расстояние между этими точками, и наоборот. В конечном результате получаем при совмещении обеих точек в одну переход эллипсов в круги и гипербол в радиусы, т. е. скиодромы оптически одноосного кристалла.

Простейший способ построения, согласно выводу Бекке, гипербол и эллипсов, если известно расстояние между двумя точками A и B (рис. 74 а), в которых выходят оптические оси, следующий: из данной точки проекции проводим прямые линии к точкам выходов оптических осей и делим пополам получаемые

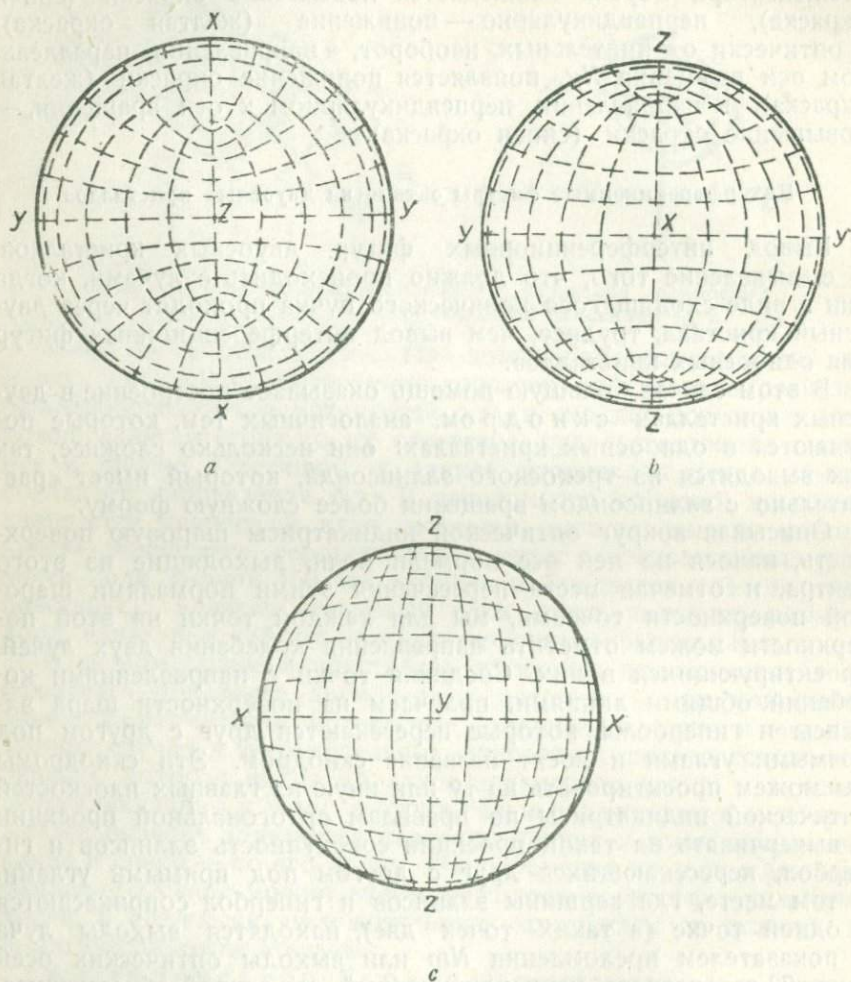


Рис. 73. Скиодромы двусного кристалла.

острый и тупой углы в вершине их взаимно перпендикулярными линиями; эти две линии дают нам направления колебаний двух волновых нормалей в данной точке. Построив такие линии колебаний в разных точках проекции и соединив их, мы получаем эллипсы и гиперболы, характерные для фигуры скиодром оптически двусного кристалла.

В пояснение к рис. 74 а приведен рис. 74 б, на котором начерчены направления двух оптических осей A и B , направления осей эллипсоида X , Y и Z и одно из направлений OS , по отношению к которому определяются направления колебаний; из них одно делит пополам угол между плоскостями AOS и BOS , другое — перпендикулярно к нему; проекцию в плоскости, перпендикулярной к острой биссектрисе, мы можем видеть на рис. 73 а.

Пользуясь скидромами или делая построения, приведенные выше, мы легко можем для любого направления в данном разрезе кристалла находить направления колебаний двух плоскополяризованных лучей, идущих по данному направлению.

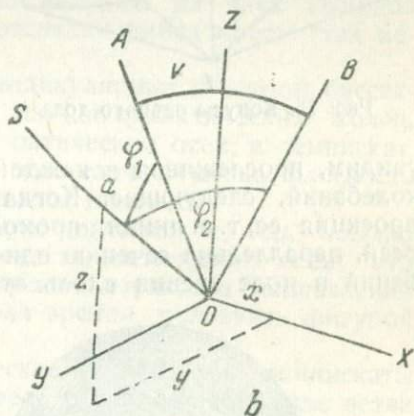
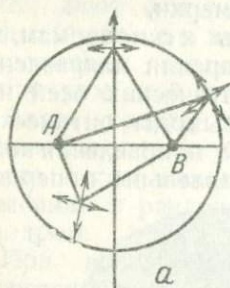


Рис. 74. Построение скидрома.

Интерференционные фигуры можно вывести прежде всего для следующих характерных разрезов.

Разрезы, перпендикулярные к острой биссектрисе. Прежде всего находят в параллельном свете подходящий разрез, обычно отличающийся средней интерференционной окраской, соответствующей силе двойного лучепреломления $Nm - Np$ (в положительных) или $Ng - Nm$ (в отрицательных). В сходящемся свете видно, что каждая оптическая ось является линией, по которой не происходит двойного лучепреломления. Поэтому в местах выходов оптических осей при скрещенных николях мы в поле зрения будем видеть темноту или темные точки.

По мере удаления от места выхода каждой из этих осей, образующие конусов со все большим и большим углом между ними будут совпадать с линиями, перпендикулярными к эллиптическим сечениям оптической индикатрисы; следовательно, по ним будет происходить двойное лучепреломление и будет получаться разность хода; эта разность хода будет тем более значительна, чем больше угол образующей конус с оптической осью. Очевидно при скрещенных николях будет наблюдаться повышение интерференционной окраски, соответственно возра-

стающей силе двойного лучепреломления; при достаточно большой величине $N_g - N_p$ кристалла и достаточной толщине его пластинки получаются интерференционные кольца, аналогичные тем, которые получаются вокруг оптической оси в одноосном кристалле.

Так как оптических осей две, получаются две системы колец вокруг каждой из них (рис. 75). По мере увеличения их диаметра эти кольца сближаются и, наконец, сливаются друг с другом, образуя своеобразные кривые, носящие название лемнискат, представляющие вытянутые и сжатые в средней своей части кольца, напоминающие как бы восьмерки.

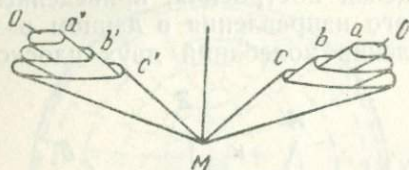


Рис. 75. Конусы равного хода.

Обращаясь к скиндромам, мы увидим, прослеживая в каждой части поля зрения направления колебаний, следующее. Когда плоскость оптических осей или проекция ее, т. е. линия, проходящая через выходы оптических осей, параллельна сечению одного из николей, направления колебаний в поле зрения вдоль этой линии параллельны и перпен-

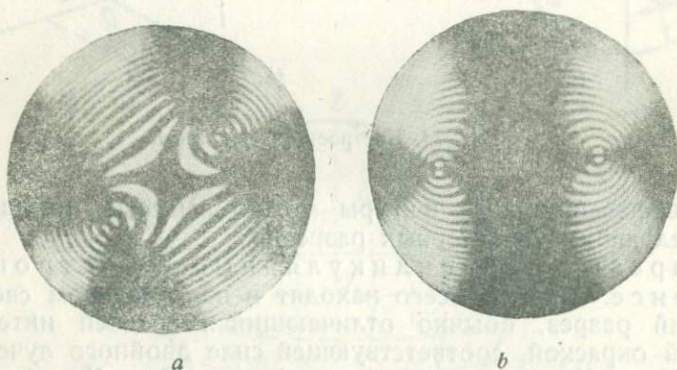


Рис. 76. Фигуры двусного кристалла в сходящемся свете.

дикулярны к ней и, следовательно, параллельны сечению одного из николей. По линии, пересекающей плоскости оптических осей и параллельной проекции оптической нормали, колебания параллельны и перпендикулярны к оптической нормали, а следовательно, и к сечению другого николя. Поэтому при скрещенных николях наблюдается угасание вдоль этих двух линий; получаются две балки, образующие черный крест, так как во всех других частях поля зрения наблюдается косое направление колебаний по отношению к сечениям николей (рис. 76a).

Если столик микроскопа повернуть на 45° , плоскость оптических осей станет в диагональное положение по отношению к сечениям николей (рис. 76b). От этого система изохро-

матических колец и лемнискат не изменится. Если обратим внимание на распределение направлений колебаний, увидим, что в центре направления колебаний образуют угол 45° с сечениями николей, т. е. центр поля зрения находится в положении наиболее интенсивного освещения. Крест, таким образом, исчезает. Темные точки остаются в местах выходов оптических осей. Кроме того, около выходов оптических осей можно проследить точки, в которых направления колебаний параллельны сечениям николей. Эти точки образуют кривые в виде ветвей гиперболы, выпуклых к месту выхода острой биссектрисы. Таких кривых образуется две — по одной около каждого из двух выходов оптических осей; они заменяют распадающийся крест (так называемые *изогирь*).

Таким образом, разрезы, перпендикулярные к острой биссектрисе, дают фигуру, состоящую из изохроматических колец, располагающихся вокруг выходов оптических осей, и лемнискат, пересеченных черным крестом в том случае, когда плоскость оптических осей параллельна сечениям николей.

Балка креста, проходящая через оптические оси, обычно тоньше перпендикулярной к плоскости оптических осей; это можно легко вывести из рассмотрения характера направлений колебаний в различных частях поля зрения, пользуясь фигурой скиндром.

При вращении изохроматические кольца и лемнискаты остаются без перемен; черный крест распадается на две ветви гиперболы, которые располагаются симметрично во всей интерференционной фигуре, когда плоскость оптических осей становится в диагональное положение по отношению к николям; ветви гиперболы всегда повернуты выпуклой стороной к месту выхода острой биссектрисы.

Интерференционные фигуры в одном и том же минерале изменяются с изменением толщины пластинки. В пластинках различной толщины разность хода нарастает по мере утолщения

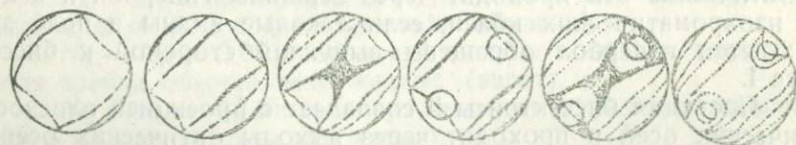


Рис. 77. Фигуры двусосного кристалла в сходящемся свете при разной толщине пластинки и одном и том же угле оптических осей.

пластинок, поэтому изохроматические кольца становятся уже, число их возрастает; наоборот, при утонении пластинки может получиться настолько малая разность хода в пределах поля зрения, что могут не быть видны как лемнискаты, так и изохроматические кольца (рис. 77); ветви гиперболы и крест становятся шире, утолщаются.

Интерференционная фигура зависит в различных минералах, помимо толщины пластинки, также от силы двойного лучепреломления минерала и от величины угла оптических осей в нем. Чем больше сила двойного лучепреломления, тем уже изохроматические кольца и тем больше число их, и наоборот. При малом угле оптических осей выходы их сближены, кольца особенно быстро сменяются лемнискатами, если толщина пластинки достаточна для их появления. По мере увеличения угла оптических осей в различных минералах выходы оптических осей все более и более приближаются к краю поля зрения; количество изохроматических колец увеличивается, если толщина пластинки и сила двойного лучепреломления достаточны для этого.

Распределение оптических постоянных в пластинке двуосного минерала, вырезанной перпендикулярно к острой биссектрисе, следующее (рис. 78).

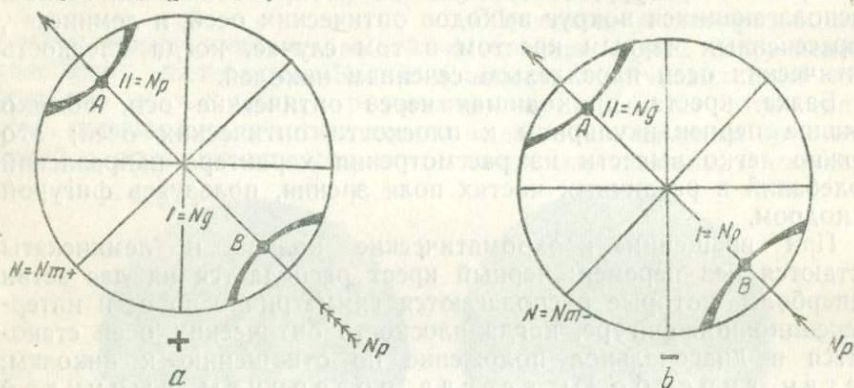


Рис. 78. Фигуры двуосного кристалла в разрезах, перпендикулярных к I биссектрисе.

Выход острой биссектрисы проектируется в виде точки посередине между двумя выходами оптических осей.

Оптические оси проходят через вершины гипербол и в центре изохроматических колец, если таковые видны в поле зрения; ветви гипербол обращены выпуклой стороной к биссектрисе I.

Проекция биссектрисы II совпадает с проекцией плоскости оптических осей и проходит через выходы оптических осей A и B и место выхода биссектрисы I.

Оптическая нормаль проектируется в виде линии, перпендикулярной к плоскости оптических осей и к биссектрисе II, и проходит через место выхода биссектрисы I.

В оптически положительных кристаллах (рис. 78 a) биссектриса I, выходящая в центре поля зрения, совпадает с осью Ng, биссектриса II — с осью Np; в оптически отрицательных — биссектриса I совпадает с осью Np, биссектриса II — с осью Ng (рис. 78 b).

Разрезы, перпендикулярные к оптической оси, характеризуются тем, что в параллельном свете между скрещенными николями они остаются при вращении препарата все время одинаково слабо освещенными, в сходящемся свете получается черная ветвь гиперболы (изогира), которая при вращении препарата вращается в обратном направлении. В том случае, когда плоскость оптических осей образует с сечениями николей угол 45° , изогира обычно изогнута и обращена выпуклостью своей к месту выхода биссектрисы I, но при вращении она изменяет форму и, когда плоскость оптических осей параллельна сечению одного из николей, превращается в прямую линию. При угле 45° к сечениям николей изогира тем более изогнута, чем меньше угол между оптическими осями; она всегда обращена выпуклой стороной к острой биссектрисе; при угле оптических осей, равном 90° , изогира образует прямую полосу. Та точка, вокруг которой вращается изогира, есть место выхода оптической оси.

Если сила двойного лучепреломления минерала достаточно велика, в поле зрения появляются одно или несколько изохроматических колец, слабо сжатых с боков. Так как толщина шлифов очень мала, то изохроматические кольца в большинстве случаев не видны, сама же изогира очень широка.

Только в толстых пластинках обычно можно видеть тонкую изогиру и большее или меньшее число изохроматических колец.

В шлифах горных пород, толщиной около $0,03$ мм, характер изогиры и окраска поля зрения зависят, как и в случае разреза, перпендикулярного к острой биссектрисе, от силы двойного лучепреломления.

1. $N_g - N_p < 0,006$: изогира широкая, поле зрения вне ее беловато-серое (цоизит, клиноцоизит).

2. $N_g - N_p \approx 0,009$: изогира широкая, края поля зрения белые (полевые шпаты, кордиерит).

3. $N_g - N_p \approx 0,015$: изогира довольно широкая, края поля зрения очень слабо желтоватые (гиперстен).

4. $N_g - N_p \approx 0,020$: изогира довольно резко оконтурена, края поля зрения желтоватые (роговая обманка).

5. $N_g - N_p \approx 0,025$: изогира довольно тонкая и резкая, края поля зрения обычно ясно желтые (авгит).

6. $N_g - N_p \approx 0,040$: изогира тонкая и резкая, появляются цвета второго порядка (оливин).

7. $N_g - N_p \approx 0,100$: изогира очень тонкая, цвета более высоких порядков, чем второй, видны изохроматические кольца и лемнискаты (титанит).

Разрезы, косые по отношению к оптической оси и биссектрисам, дают в шлифах и при обычной силе двойного лучепреломления изогиру, которая во время вращении препарата при прохождении через центр поля зрения образует обычно косой угол с сечениями николей, что характерно для двусных минералов в отличие от одноосных (рис. 79 а).

В ряду I оптическая ось находится еще в поле зрения. В ряду II она располагается на самом краю поля зрения, и, наконец, в ряду III она уходит за пределы поля зрения.

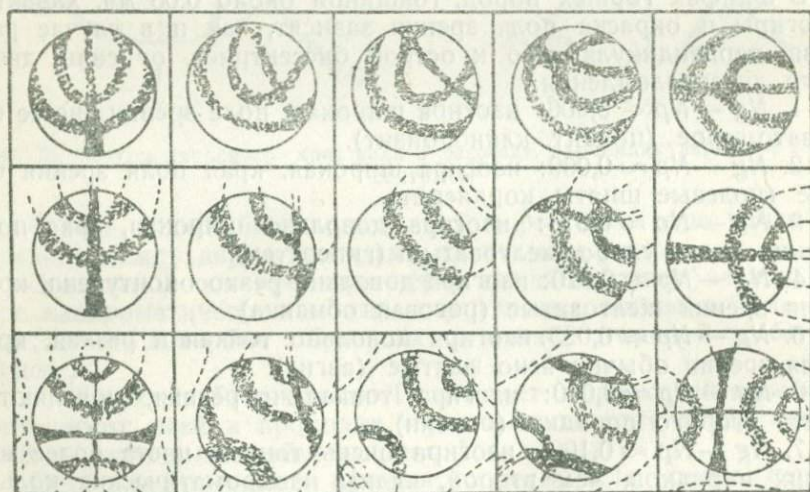
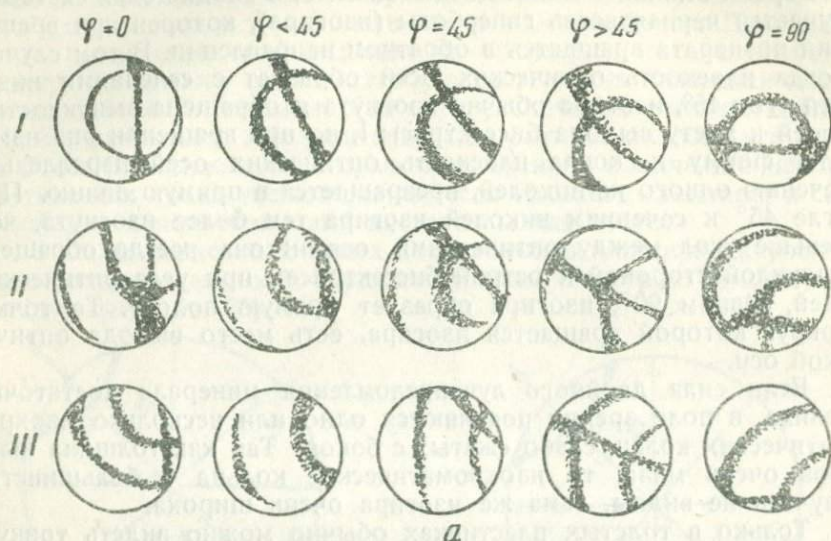


Рис. 79. Фигуры двуосного кристалла в косых разрезах.

Одновременно плоскость оптических осей в ряду I находится в первой трети поля зрения, в ряду II передвинута ближе к краю, в ряду III она находится у края поля зрения. В положении $\varphi = 0^\circ$ или $\varphi = 90^\circ$ изогира параллельна сечениям николей;

в остальных случаях она располагается косо к ним, причем вращение столика производится по часовой стрелке.

Если же плоскость оптических осей перпендикулярна к плоскости разреза минерала, изогира, проходя через центр поля зрения, параллельна сечению одного из николей (рис. 79 б). Это отчасти напоминает те явления, которые в аналогичном случае наблюдаются в минералах одноосных. Отличие заключается, как видно из сравнения рис. 79 и 69, в характере прохождения изогир через поле зрения.

Разрезы, перпендикулярные к оптической нормали (параллельные плоскости оптических осей), показывают те же явления, что и в кристаллах оптически одноосных в разрезах, параллельных оптической оси; оптическую ось заменяет здесь острая биссектриса, направление, перпендикулярное к оптической оси, — тупая биссектриса. В шлифе эти разрезы обладают наиболее высокой интерференционной окраской сравнительно с другими разрезами того же минерала: по направлению острой биссектрисы будет наблюдаться некоторое понижение, в направлении тупой биссектрисы — повышение интерференционной окраски. При диагональном положении пластинки, когда острая и тупая биссектрисы образуют угол 45° с сечениями николей, видно симметрично окрашенное поле зрения с двумя противоположными квадрантами, расположенными по диагонали и имеющими более низкую интерференционную окраску, чем средняя часть поля зрения, и с другими двумя квадрантами, лежащими между первыми двумя, обладающими несколько более высокой интерференционной окраской; переходы окрасок постепенные.

Параллельно направлению понижения окраски лежит острая биссектриса. При угле оптических осей, близком к 90° , явление становится неясным.

Определение оптического характера двuosных кристаллов

Оптический характер определяют в разрезах: 1) перпендикулярных к острой биссектрисе, 2) перпендикулярных к оптической оси, 3) перпендикулярных к оптической нормали (параллельных плоскости оптических осей).

Разрезы, перпендикулярные к острой биссектрисе, поворачивают так, чтобы плоскость оптических осей располагалась под углом 45° к сечениям николей и параллельно длине фиолетовой или слюдяной пластинки.

Тогда в оптически положительных минералах острая биссектриса, перпендикулярная к разрезу и параллельная оси микроскопа, будет осью Ng ; с направлением тупой биссектрисы, которая располагается в плоскости препарата и интерференционной фигуры и проекция которой пересекает вершины обеих гипербол, совпадает ось Np ; линия, перпендикулярная к этой последней, совпадает с оптической нормалью и осью Nm (см. рис. 78 а). Если вдвинуть фиолетовую пластинку так, чтобы ее

ось Np_1 была параллельна плоскости оптических осей, то ось Np_1 будет в то же время параллельна оси Np минерала. В центре поля зрения поэтому будет наблюдаться повышение интерференционной окраски. Понижение окраски охватывает все поле зрения до гиперболы. На вогнутой стороне гиперболы наблюдается обратное явление: Np_1 фиолетовой пластинки совпадает с проекцией острой биссектрисы, в данном случае Ng , поэтому окраска на вогнутой стороне гиперболы понижается.

В оптически отрицательных минералах с тупой биссектрисой совпадает ось Ng . Благодаря этому при том же положении фиолетовой пластинки получается в центральной части поля

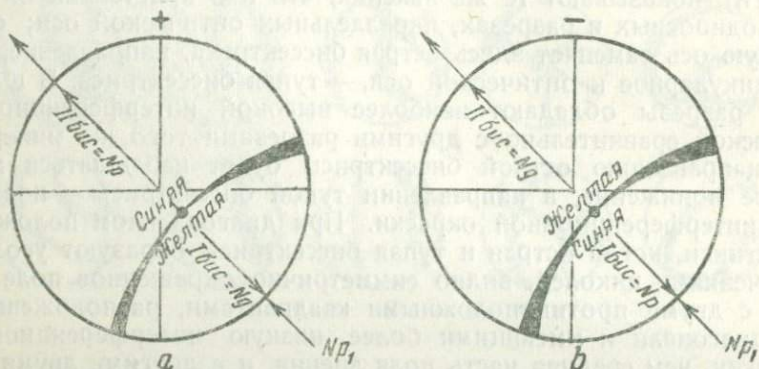


Рис. 80. Определение оптического характера двусных кристаллов в разрезах, перпендикулярных к оптической оси.

зрения понижение интерференционной окраски. В поле зрения, расположенном на вогнутых сторонах гиперболы, наблюдается повышение окраски (см. рис. 78 б).

Следовательно, если при таких условиях в центре поля зрения получается синяя окраска, минерал оптически положительный, если желтая — оптически отрицательный.

В разрезах, перпендикулярных к оптической оси, оптический характер определяют следующим образом. Минерал вращают, пока изогира не приобретет вида прямой линии, параллельной сечению одного из николей; затем поворачивают шлиф на 45° и вдвигают фиолетовую пластинку так, чтобы ось ее Np_1 была перпендикулярна к изогире. Тогда, если повторить рассуждение, которое было сделано выше для первого случая, можно сделать вывод, что в оптически положительных минералах на выпуклой стороне при данных условиях получается синяя окраска, на вогнутой — желтая (рис. 80 а), в оптически отрицательных — наоборот: на вогнутой — синяя, на выпуклой — желтая окраска (рис. 80 б).

Чтобы яснее представить себе распределение интерференционных цветов в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, следует обратиться снова к рис. 78 а и 78 б. На этих рисунках мы видим, какие цвета (понижение или повышение окраски) наблюдаются на выпуклой или вогнутой стороне изогирь, в зависимости от оптического характера минерала, т. е. с какой осью совпадают острая и тупая биссектрисы в положительном или в отрицательном минерале. Мы можем себе представить, что разрез, перпендикулярный к оптической оси, проходит через выход одной какой-нибудь оптической оси, в данном случае B , другая ось A находится за пределами поля зрения. Очевидно в поле зрения, находящемся на выпуклой стороне изогирь, почти параллельно ему проходит тупая (II) биссектриса, а за пределами поля зрения выходит острая (I) биссектриса; на вогнутой же стороне той же изогирь располагается почти параллельно полю зрения острая (I) биссектриса; за пределами его выходит тупая (II) биссектриса. В таком случае будем рассуждать так же, как и в первом случае. Там, где выходит оптическая ось, двойного лучепреломления нет; в оптически положительном минерале в поле зрения на выпуклой стороне ветви гиперболы, перпендикулярно к плоскости оптических осей, располагается направление Nm , в плоскости оптических осей, более или менее параллельных тупой биссектрисе, — направление Np_1 ; наоборот, на вогнутой стороне ветви гиперболы в плоскости оптических осей располагается направление Ng_1 , более или менее параллельное острой биссектрисе, перпендикулярным остается направление Nm . Следовательно, вдвигая фиолетовую пластинку по плоскости оптических осей, получаем понижение на вогнутой стороне, так как с Np_1 фиолетовой пластинки совпадает Ng_1 минерала, на выпуклой — повышение окраски; в частности, там, где в непосредственной близости к оптической оси разность хода особенно мала, получается на выпуклой стороне гиперболы синяя, на вогнутой — желтая окраска. Для оптически отрицательных минералов рассуждение будет обратным.

С разрезами, параллельными плоскости оптических осей, поступают таким образом: ставят пластинку на угасание, поворачивают ее на 45° ; то направление, в котором наблюдается понижение интерференционной окраски, есть направление острой биссектрисы; если вдвинуть фиолетовую пластинку так, чтобы ее ось Np_1 была параллельна острой биссектрисе минерала, в оптически положительных кристаллах получается понижение, в оптически отрицательных — повышение интерференционной окраски. Проверяется понижение или повышение окраски при малом увеличении.

При определении оптического характера, кроме фиолетовой (гипсовой) пластинки, можно пользоваться также и слюдяной в $\frac{1}{4}\lambda$, а также кварцевым клином или компенсатором Берека.

Дисперсия оптических осей и биссектрис

Угол оптических осей для различных цветов в ряде минералов не остается одинаковым; в одних случаях угол оптических осей для красного цвета больше, чем для синего, т. е. $r > v$, в других, наоборот, $r < v$.

Такого рода явление носит название дисперсии оптических осей. Характер дисперсии оптических осей определяется

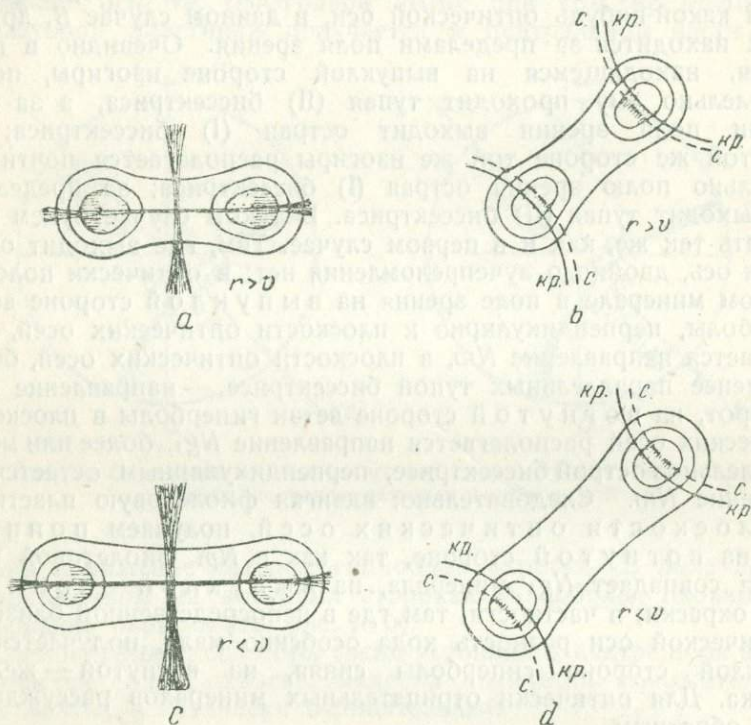


Рис. 81. Дисперсия оптических осей в ромбических кристаллах.

в сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, или вообще в разрезах, в которых достаточно ясно видна хотя бы одна изогира, при диагональном положении плоскости оптических осей. Если $r > v$ (рис. 81 а и 81 б), то на вогнутой стороне изогри наблюдается синеватая окраска (погашены красные лучи), на выпуклой — красноватая или желтоватая (погашены синие лучи). При дисперсии $r < v$ (рис. 81 с и 81 д) наблюдается обратное распределение окрасок. Явление наблюдается без фиолетовой пластинки.

Обычно дисперсия оптических осей проявляется слабо. В редких случаях она настолько резко видна, что изогри окрашена

целиком, и от черной окраски ее не остается следа. Особенно резко проявляется дисперсия оптических осей, между прочим, в бруките, в котором для красного цвета плоскость оптических осей (010), для более коротких волн угол оптических осей еще меньше, для волны определенной длины он равен нулю, и затем оптические оси расходятся в плоскости (001) (для фиолетовых лучей). Особенно хорошо видна дисперсия оптических осей в разрезах, перпендикулярных к оптической оси.

Кроме дисперсии оптических осей, в двусосных кристаллах наблюдается дисперсия биссектрис. Сущность заключается в том, что положение биссектрис в кристаллах для различных цветов спектра не остается одинаковым.

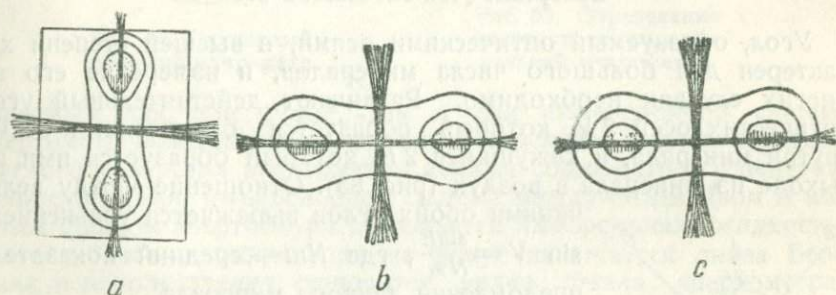


Рис. 82. Дисперсия биссектрис в моноклинных кристаллах.

В ромбических кристаллах обе биссектрисы и оптическая нормаль для лучей всех цветов совпадают с направлениями кристаллографических осей. Поэтому в них может наблюдаться лишь дисперсия оптических осей.

В кристаллах моноклинных с одним из главных оптических направлений совпадает одна из кристаллографических осей; остальные главные оси оптической индикатрисы занимают положение в минерале в зависимости от окраски лучей; получается дисперсия биссектрис.

Может быть три случая: 1) наклонная дисперсия (рис. 82 а), когда с осью b совпадает оптическая нормаль; плоскость оптических осей лежит в плоскости симметрии (010), поэтому в фигуре, наблюдаемой в сходящемся свете, плоскость симметрии параллельна плоскости оптических осей (авгит, роговая обманка); 2) горизонтальная дисперсия (рис. 82 б), когда с осью b совпадает тупая биссектриса; плоскость оптических осей перпендикулярна к (010); фигура в сходящемся свете симметрична по отношению к плоскости, перпендикулярной к плоскости оптических осей; 3) перекрещенная дисперсия (рис. 82 в), когда с осью b совпадает острая биссектриса; плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), фигура в сходящемся свете симметрична по отношению к линии, перпендикулярной к плоскости препарата (бура).

В триклинной сингонии положение всех главных оптических направлений для различных цветов различно и несимметрично.

Дисперсия биссектрис обыкновенно выражена весьма слабо и в шлифах обнаруживается в большинстве случаев лишь с трудом. Поэтому изучение дисперсии биссектрис и установление того или иного типа ее в сходящемся свете связано с большими затруднениями. В параллельном свете она проявляется в неодновременном угасании различных цветов спектра, иногда при полном отсутствии угасаний; в некоторых случаях при доведении разреза до угасания проявляются то синеватая окраска (угасание красных цветов), то желтоватая (угасание синих цветов).

Измерение угла оптических осей

Угол, образуемый оптическими осями, в высшей степени характерен для большого числа минералов, и измерение его во многих случаях необходимо. Различают действительный угол оптических осей $2V$, который образуется оптическими осями внутри минерала, и кажущийся $2E$, который образуется ими по выходе из минерала в воздух (рис. 83). Отношение между величинами обоих углов выражается уравнением:

$\sin V = \frac{\sin E}{Nm}$, где Nm — средний показатель преломления данного минерала.

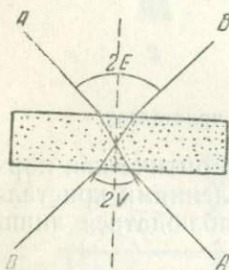


Рис. 83. Действительный ($2V$) и кажущийся ($2E$) угол оптических осей.

Если угол оптических осей слишком велик и измерение его в приборе для измерения угла оптических осей затрудняется, применяют жидкости с большим показателем преломления. Этими жидкостями наполняют сосуд с взаимно параллельными стенками и погружают в него пластинку изучаемого минерала. Если кажущийся угол оптических осей минерала в жидкости будет $2H$, показатель преломления минерала по оптической оси Nm и показатель преломления жидкости n , то действительный угол оптических осей $2V$ вычисляется по формуле:

$$\frac{\sin H}{\sin V} = \frac{Nm}{n}; \quad \sin V = \frac{n \cdot \sin H}{Nm}.$$

Пользуясь жидкостями с большим показателем преломления, возможно измерить действительный угол как около острой биссектрисы $2V_0$, так и около тупой биссектрисы $2V_m$, и вычислить действительные углы по формулам:

$$\sin V_0 = \frac{n \cdot \sin H_0}{Nm}; \quad \sin V_m = \frac{n \cdot \sin H_m}{Hm}.$$

Этот метод дает нам возможность определить угол оптических осей, не измеряя показателя преломления Nm .

Особенно просто угол оптических осей в шлифе определяется коноскопическим методом, в случае, если в поле зрения микроскопа одновременно видны выходы обеих осей. Для определения угла оптических осей пользуются сетчатым окулярным микрометром (рис. 84) и апертурометром Метца (см. рис. 41), при-

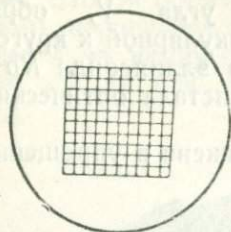


Рис. 84. Окулярный сетчатый микрометр.

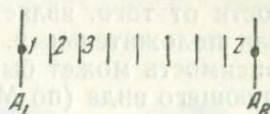


Рис. 85. Определение апертурного значения делений микрометра.

меняемым как для сухой, так и для иммерсионной систем. Апертурометр помещается на столик микроскопа, причем середина круглого отверстия апертурометра должна совмещаться с центром микроскопа. При иммерсионной системе между объективом и матовым стеклом апертурометра помещается иммерсионная жидкость. После установки микроскопа на фокус включается линза Бертрана и в поле зрения становится видна шкала апертурометра. Установка на резкость производится передвижкой линзы Бертрана, но не объектива. По шкале апертурометра точно же отсчитывается апертура объектива.

Калибрование сетчатого окулярного микрометра производится таким образом. Пусть между отсчетами апертуры A_L и A_R помещается n координатных единиц (сторон квадрата окулярного микрометра). В таком случае величина одной координатной единицы (одной стороны квадрата) будет равна (рис. 85):

$$\bar{A} = \frac{A_L + A_R}{n}$$

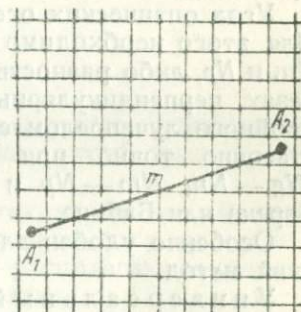


Рис. 86. Определение чисерической апертуры угла оптических осей.

Затем апертурометр удаляют и вместо него на столик микроскопа помещают минерал, в котором определяется угол оптических осей. Пользуясь тем же объективом, устанавливают коноскопическую фигуру и на сетке, начерченной на бумаге, отмечают положение выходов оптических осей, как оно видно в микроскопе (рис. 86). Длина линии, соединяющей оси, дает чисерическую апертуру угла оптических осей. Если длина линии A_1A_2 равна m сторонам квадрата, чисерическая апертура угла оптических осей будет равна:

$\text{пнт}A_{2v} = \overline{mA}$, независимо от того, применялся ли сухой или иммерсионный метод.

Угол оптических осей $2V$ тесно связан, как мы видели, с показателями преломления или относительными значениями трех главных осей трехосной индикатрисы. Эта зависимость может быть выражена формулами для угла V , образуемого оптической осью, т. е. линией, перпендикулярной к круговому сечению трехосного эллипсоида, и осью эллипсоида Np или Ng , в зависимости от того, является ли кристалл оптически отрицательным или положительным.

Эта зависимость может быть изображена в упрощенных формулах следующего вида (по Маллару):

Кристаллы положительные

Кристаллы отрицательные

$$\text{tg } V = \sqrt{\frac{Nm - Np}{Ng - Nm}}$$

$$\text{tg } V = \sqrt{\frac{Ng - Nm}{Nm - Np}}$$

$$\sin V = \sqrt{\frac{Nm - Np}{Ng - Np}}$$

$$\sin V = \sqrt{\frac{Ng - Np}{Nm - Np}}$$

$$\cos V = \sqrt{\frac{Ng - Nm}{Ng - Np}}$$

$$\cos V = \sqrt{\frac{Ng - Np}{Ng - Nm}}$$

Для определения угла $2V$, близкого к 90° , эти формулы неприменяемы.

Угол оптических осей может быть вычислен из этих формул. Для этого необходимо знать либо показатели преломления Ng , Nm и Np , либо разность между показателями преломления в разрезах, перпендикулярных к острой и тупой биссектрисе, и силу двойного лучепреломления минерала. Первые определяются достаточно точно при помощи иммерсионного метода, вторые ($Ng - Nm$, $Nm - Np$ и $Ng - Np$) — при помощи компенсаторов Берка или Бабинне.

Особенно удобен для определения оптических осей федоровский метод.

Универсальный столик Федорова (рис. 87). Методы, изложенные выше, основаны на применении поляризационного микроскопа для изучения шлифов, вращающихся вокруг только одной оси — оси микроскопа.

Акад. Е. С. Федоровым был предложен так называемый универсальный метод исследования минералов при помощи специально им построенного столика, в настоящее время в значительной степени усовершенствованного.

Универсальный вращающийся столик Федорова имеет вместе с микроскопом пять осей, вокруг которых можно вращать препарат (нормальный шлиф), помещенный между двумя стеклянными полусферами, отделенный от них пленкой глицерина; благодаря последнему лучи проходят обе полусферы, не изменяя своего направления. Из пяти осей первая A_1 (N — нормальная)

перпендикулярна к шлифу; вокруг нее вращается шлиф в первой обойме, на которой отсчитываются градусы поворота. Первая обойма вращается вокруг оси A_2 (H — горизонтальной), перпендикулярной к оси A_1 . Поворот первой обоймы вокруг оси A_2 отсчитывается на полудужках с делениями, прикрепленных ко второй обойме. Вторая обойма вращается вокруг оси A_3 (A — вспомогательной), перпендикулярной к ней; поворот вокруг этой оси отсчитывается на нониусе, неподвижно прикрепленном к горизонтальной оси A_4 . Вся система вращается вокруг оси A_4 (K —

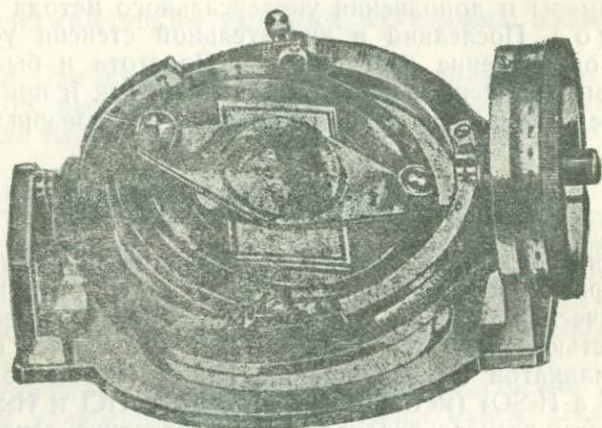


Рис. 87. Федоровский столик.

контрольной), и поворот отсчитывается на нониусе, прикрепленном неподвижно к самому столику. Наконец, пятой осью A_5 является ось столика самого микроскопа.

Если установить универсальный столик так, чтобы все обоймы располагались в одной плоскости и параллельно столику микроскопа, из пяти осей три — A_1 , A_3 и A_5 — располагаются вертикально, две четные — A_2 и A_4 — горизонтально.

Эти пять осей дают возможность ставить шлиф в любое положение и делать отсчеты для любого положения шлифа в градусах, следовательно, определять положение в шлифе определенных кристаллографических плоскостей (спайности и двойниковых) и положение по отношению к ним оптических направлений — осей индикатрисы, оптических осей, плоскости оптических осей, а также угол оптических осей и т. д.

В ряде случаев, в особенности при необходимости проведения особенно точных определений, в первую очередь плагиоклазов и их химического состава, законов двойникового сложения в них, метод Федорова оказывается незаменимым. В ряде случаев он дает особенно точные результаты при определении показателей преломления, угла оптических осей и т. д.

В большинстве случаев метод Федорова в значительной степени облегчает и уточняет работу петрографа, в ряде других случаев можно скорее, легче, часто и более точно, определять минералы другим методом, изложенным выше, с применением коноскопии, т. е. сходящегося света.

Оба метода по существу равнозначны и дополняют друг друга в процессе петрографического исследования.

Ввиду того, что полевые геологи, обрабатывающие свои петрографические материалы, не всегда могут применять в полном объеме федоровский метод, полезно применять в качестве частичной замены и дополнения универсального метода зональный метод. Последний в значительной степени ускоряет и упрощает определение плагиоклазов. Простота и быстрота работы с ним — неоценимое достоинство его, как и применимость его к определению тонкосдвойникованных и зонарных плагиоклазов.

МИКРОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Микрохимический анализ основывается на получении характерных окрасок, кристаллических осадков и т. д.; некоторые микрохимические реакции отличаются особенно высокой чувствительностью. В качестве растворителей пользуются при исследовании силикатов HF, вообще же H_2SiF_6 (метод Божицкого), смесью HF с H_2SO_4 (метод Беренса), смесью HCl и H_2SO_4 и др. Для микрохимического анализа часто достаточно осколка минерала не более 0,2 мм в поперечнике.

Метод Божицкого. Осколок минерала кладут на стекло, покрытое тонким слоем не вполне затвердевшего канадского бальзама, или на пластинку барита или плавикового шпата и покрывают капельной плавиковой или кремнефтористоводородной кислоты; отсадную употребляют в том случае, если в самом минерале отсутствует кремнекислота. После растворения минерала (некоторые минералы, например слюды, растворяются лишь после многократной обработки их кислотой) раствору дают испариться в сухом воздухе и после полного удаления HF смачивают водой получившиеся при этом легко растворимые в воде кремнефтористые соли щелочных, щелочно-земельных металлов; после вторичного испарения и кристаллизации препарат покрывают тонким слоем канадского бальзама и приступают к исследованию полученных характерных кристалликов, которые изучаются под микроскопом при увеличении до 200—300 раз.

Метод Беренса¹. Беренс предложил несколько более сложный метод. Порошок минерала в количестве около 0,5 мг растворяют в чистой дымящей плавиковой кислоте; прибавив серной кислоты, не удаляя вполне последнюю, прибавляют небольшое количество соды (приблизительно 1 см³ на 0,1 мг веще-

¹ Беренс и Клей. Микрохимический анализ. НХТИ, Л., 1928.

ства); к капле такого раствора прибавляют, не покрывая препарата стеклом, различные реактивы и получают те или иные характерные окраски или кристаллические осадки. При применении микрохимического метода к изучению минералов в шлифе шлиф подогревают, удаляют покровное стекло и обмывают канадский бальзам спиртом или бензином. Место для микрохимического исследования окружают целлоидином, на минерал помещают каплю кислоты; после предварительной обработки препарата прибавляют соответствующие реактивы.

МИКРОХИМИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

К а л и й. При прибавлении к раствору, полученному по методу Беренса, 10% раствора $PtCl_4$ получаются мелкие лимонно-желтые кристаллики K_2PtCl_6 в виде октаэдров и комбинаций куба с октаэдром.

Н а т р и й. Наиболее чувствительна реакция Штрэнга. Прибавляя к уксуснокислому раствору соли натрия уксуснокислый уранил, получают уксуснокислую натрово-урановую окись в виде мелких, резко очерченных тетраэдров и их комбинаций.

В присутствии магния получаются желтые, почти бесцветные ромбоэдрические кристаллы уксуснокислого натрий-магний-уранила.

К а л ь ц и й. По методу Беренса непосредственно получают небольшие удлинённые кристаллы гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, с косым угасанием. В кислых растворах кристаллики гипса располагаются также и пучками, в средних растворах образуются нормальные кристаллики гипса, иногда в виде двойников; реакция идет также и в присутствии бария и стронция. При решении вопроса, принадлежит ли данный кальциевый карбонат к арагониту или кальциту, можно пользоваться двумя методами, предложенными Мейгеном. После кипячения тонкого порошка арагонита в разбавленном растворе азотнокислого кобальта порошок приобретает сперва светлолиловую, при дальнейшем кипячении темнофиолетовую окраску, между тем как такой же порошок кальцита остается бесцветным и лишь после 5—10 минут кипячения приобретает светлолиловую окраску.

М а г н и й. Прибавляя к раствору соли магния аммиак, нашатырь и каплю сильно основного благодаря присутствию аммиака раствора фосфорнокислого натрия, при нагревании на водяной бане получают ромбические кристаллики в виде трапеций и гробиков состава, тождественного с составом минерала струвита $NH_4MgPO_4 + 6H_2O$. Этим методом можно отличить тальк от мусковита.

Ж е л е з о. Присутствие самородного железа в шлифе узнается при обработке поверхности шлифа раствором медного купороса, причем образуется тонкая пленка металлической меди; для избежания явлений окисления Лазо предложил употреблять при разделении минералов кадмиевый боро-вольфрамовый рас-

твор, который около зерен металлического железа окрашивается в темный фиолетовый цвет.

Алюминий. При прибавлении к капле раствора, содержащего алюминий и подкисленного серной кислотой, небольшого количества CsCl, который вносится на платиновой проволоке, предварительно погруженной в расплавленную массу этого вещества, получают резко очерченные октаэдры и кубооктаэдры цезиевых квасцов. Реакция дает возможность отличить тальк от жолрита, серпентин от хлорита.

Марганец. Малеишие следы марганца открываются, если мы смесь минерала с содой обрабатываем на платиновой пластинке с селитрой. Получается зеленая окраска, при малых количествах переходящая в небесно-голубую. В кремнефтористом растворе образуются кристаллы $MnSiF_6 + 6H_2O$, изоморфные с магниевой солью, с теми же оптическими свойствами, при известной толщине обладающие светлорозовой окраской; при смачивании этих кристалликов сернистым аммонием они становятся красноватыми или буровато-белыми.

Кремнекислота. В присутствии натрия и плавиковой кислоты кремнекислота дает кремнефтористый натрий.

Бор. Минерал растворяют по методу Беренса или же (как, например, турмалин) сплавляют с содой. В последнем случае сплав нагревают с HF и H_2SO_4 до появления паров в платиновом тигле, на крышке которого находится капля воды, вбирающая в себя выделяющиеся SiF_4 и BF_3 ; после переноса капли на поверхность канадского бальзама, прибавления и выпаривания получают ромбические и шестиугольные таблички калиевофтористого бора, со слабым двойным лучепреломлением, с отрицательным характером главной зоны.

Углекислота. Углекислота узнается по вскипанию с кислотами.

Титан. Минералы, в которых подозревается присутствие титана, сплавляют с $K_2S_2O_7$ и прибавляют к водному раствору перекись водорода. При следах титана раствор окрашивается в желтый цвет, при большем количестве его — в желто-бурый.

Цирконий. Пробу сплавляют с двойным количеством углекислого натрия-калия, сплав растворяют в горячей воде. Окись циркония остается в виде шестиугольных кристалликов, показатель которых меньше, чем канадского бальзама.

Фосфорная кислота. Узнается по образованию осадка после подкисления азотной кислотой раствора и осаждения его молибденово-кислым аммиаком. Получаются мелкие желтые ромбические додекаэдры или же скелетные формы. Так как в присутствии кремнекислоты получают такие же образования, необходимо сперва выпариванием и нагреванием перевести последнюю в нерастворимое состояние и затем снова растворить осадок. При действии аммиака и серноокислого магния получают характерные кристаллики фосфорнокислого магния и аммония.

МЕТОДЫ РАЗДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

При изучении горных пород нередко приходится прибегать к разделению минералов, входящих в их состав, в одних случаях для определения относительного количества их, в других — для возможности произвести химический анализ какого-либо из минералов, присутствующего в породе иногда в небольшом количестве, и т. д. При этом применяются методы как физические, так и химические.

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Если горная порода не рыхлая, ее раздробляют в ступке, и полученные мелкие зерна просеивают сквозь сито с отверстиями до 0,2 мм с целью получения зерен возможно более однообразного поперечника. Просеянные зерна взбалтывают в каком-либо сосуде с водой для отмучивания тонкой пыли и затем просушивают. Для отделения минералов друг от друга полученный порошок обрабатывают струей воды, уносящей по мере усиления тока воды все более и более тяжелые частицы. Чаще же всего в петрографии пользуются тяжелыми жидкостями или электромагнитом.

Метод тяжелых жидкостей. Метод основан на применении жидкостей более тяжелых, чем по крайней мере часть порошка породы; минералы более тяжелые, чем жидкость, падают на дно сосуда, более легкие всплывают на поверхность; уменьшая удельный вес жидкости путем прибавления к ней другой более легкой жидкости, смешивающейся с первой, можно последовательно отделять один минерал от другого. При определении удельного веса тяжелых жидкостей часто пользуются весами Вестфала.

Значительно более грубые результаты получаются при употреблении так называемых индикаторов Гольдшмидта (1884), которыми пользуются лишь в том случае, когда желательно выделить группы минералов близкого удельного веса и определить их средний удельный вес возможно быстрее. С этой целью берут ряд осколков или кристаллов минералов различного, заранее точно определенного удельного веса и, прибавляя более легкую жидкость, следят за тем, когда один из осколков будет плавать внутри жидкости; очевидно, тогда удельный вес жидкости равен удельному весу осколка. Гольдшмидт предложил пользоваться следующими минералами:

| | |
|--------------------------------|-------|
| 1. Серп. Джирдженти | 2,070 |
| 2. Гялиит, Вальч | 2,160 |
| 3. Опал, Шейба | 2,212 |
| 4. Натролит, Бревиг | 2,246 |
| 5. Пехштейн, Мейссен | 2,284 |
| 6. Обсидиан, Липари | 2,362 |
| 7. Перлит, Венгрия | 2,397 |
| 8. Лейцит, Везувий | 2,465 |

| | |
|---------------------------------------|-------|
| 9. Адуляр, С-Готард | 2,570 |
| 10. Элеолит, Бревиг | 2,617 |
| 11. Кварц, Миддльвилл | 2,650 |
| 12. Лабрадор, Лабрадор | 2,689 |
| 13. Кальцит, Рабенштейн | 2,715 |
| 14. Доломит, Мурвинкель | 2,733 |
| 15. Доломит, Раурис | 2,868 |
| 16. Пренит, Кильпатрик | 2,916 |
| 17. Арагонит, Билчн | 2,933 |
| 18. Актинолит, Циллерталь | 3,020 |
| 19. Андалузит, Бодейнмайс | 3,125 |
| 20. Апатит, Эренфриденсдорф | 3,180 |

Наиболее удобно разделение минералов при помощи тяжелых жидкостей производится в небольших высоких узких стаканчиках, величина которых зависит от количества порошка горной породы. Жидкость с порошком взбалтывают и помешивают стеклянной палочкой; поднявшиеся на поверхность минералы осторожно переливают в другой стакан. Вылив из первого стакана по возможности всю жидкость, остающиеся минералы тщательно промывают для получения лучших результатов; самую операцию проделывают несколько раз.

Более сложны, но дают лучшие результаты и более удобны предложенные различными лицами специальные приборы. Одним из наиболее удобных является прибор Харада, видоизмененный Бреггером. Он состоит из несколько вздутой стеклянной трубки, закрывающейся на верхнем конце притертой стеклянной пробкой. Внизу она вытянута в узкую трубку. Нижний конец отделен от широкой части плотно притертым краном. Внизу суженной части прибора находится второй такой же кран. В расширенную часть наливают тяжелую жидкость, насыпают порошок и несколько раз сильно взбалтывают; когда одни минералы осядут на дно сосуда, а другие всплывут, открывают верхний кран, и жидкость вместе с осевшими минералами переливается в суженную часть прибора; снова закрывают кран и взбалтывают — происходит новое разделение минералов, после чего открывают нижний кран, и жидкость вместе с осевшими на дне суженной части минералами выпускается в стакан с водой; прибавляя к оставшемуся в приборе раствору некоторое количество более легкой жидкости, повторяют снова ту же операцию в присутствии индикаторов Гольдшмидта и отделяют таким образом одну группу минералов от другой.

Наиболее употребительны жидкость Туле и иодистый метилен.

Жидкость Туле предложена в 1874 г. Зонштадтом и сделана общеизвестной благодаря трудам Туле (1879); ее свойства подробно изучил в 1884 г. Гольдшмидт, который получил наибольший удельный вес ее (3,196). Чтобы получить этот удельный вес, берут смесь иодистого калия и иодистой ртути в отношении 1 : 1,24, что соответствует приблизительно $2KJ \cdot HgJ_2$ с небольшим избытком иодистого калия. Эту смесь растворяют в холод-

ной воде (на 500 г смеси 80 см³ воды), и раствор выпаривают до тех пор, пока в нем не всплывает кристаллик плавикового шпата уд. веса 3,18; после охлаждения и фильтрования получается прозрачная желтая жидкость, уд. вес которой зимой равен 3,196, летом — 3,17. При долгом стоянии раствора может выделиться иод, и раствор темнеет; для удаления иода раствор выпаривают в присутствии металлической ртути. Раствор разбавляют водой сперва быстро, затем медленно, внимательно следя за индикаторами, прибавляя в последние моменты воду или лучше разбавленный раствор той же жидкости по каплям. Недостатками жидкости являются: сильно ядовитые свойства ее (разъедает кожу), действие на металлы (железо предварительно должно быть удалено электромагнитом или магнитом), трудность отмывания раствора от порошка; к числу достоинств относятся: сравнительная легкоподвижность, индифферентное отношение к большинству минералов, большой удельный вес. Для разделения легких минералов (кварца, полевого шпата, нефелина и др.) удобно пользоваться бромформом, СНBr₃, уд. вес 2,90.

Достоинствами иодистого метилена СН₂I₂, предложенного Браунсом (1886), являются его легкоподвижность, неизменяемость на воздухе, безразличное отношение к металлам и карбонатам. Он представляет собой сильно преломляющую свет жидкость уд. веса (при 16°) 3,324, разбавляемую во всех отношениях ксилолом, бензолом, толуолом. Для получения наибольшего удельного веса жидкость оставляют высыхать в открытой чашке, над которой пропускают струю воздуха; однако с удалением бензола и др. улетучивается также некоторое количество иодистого метилена. Недостатками жидкости являются дороговизна, разлагаемость на свету. Для увеличения удельного веса в ней растворяется иод, получается непрозрачная жидкость удельного веса 3,60—3,65.

Кроме того, следует упомянуть жидкость Клейна, представляющую собой раствор соли $\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{CdO} \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 9\text{WO}_3 + 16\text{H}_2\text{O}$ в воде, с уд. весом 3,36, который разбавляется водой; далее сплав TeNO_3 с AgNO_3 , плавящийся при 75°, с уд. весом 4,8, причем меньший удельный вес получается путем разбавления сплава водой, и др.

Разделение магнитом и электромагнитом. Хорошо просушенный порошок горной породы высыпают на бумагу и хорошим магнитом, приставленным к бумаге снизу, отделяют от остальных минералов попавшие в порошок осколки железа, далее — присутствующие в нем магнетит и пирит. Для дальнейшего разделения применяется сильный электромагнит, имеющий подковообразную форму, к полюсам которого прикрепляются пластинки из мягкого железа с острями, которые могут удаляться и сближаться, что регулирует силу электромагнита. Постепенно увеличивая силу электромагнита, можно отделять один минерал от другого.

ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Эти методы основаны на неодинаковой растворимости минералов при действии на них различного рода растворителей. В качестве растворителей пользуются соляной, уксусной, серной, плавиковой, кремнефтористоводородной и другими кислотами, а также щелочами. Прерывая в известный момент действие растворителя, например приливая воду, можно достигнуть того, что одни минералы будут разрушены, между тем как другие останутся еще не тронутыми растворителем.

Разбавленная соляная кислота служит обычно для отделения карбонатов от силикатов. Если же присутствуют легко растворимые в ней силикаты, как, например, цеолиты, форстерит и др., ее заменяют уксусной или иной крепкой органической кислотой. В соляной кислоте растворимы без остатка апатит, магнетит (после прибавления KI), сильно распыленный железный блеск, карбонаты, последние с выделением углекислоты; с выделением сероводорода, большей частью и серы, растворяются сульфиды; с выделением порошковой кремнекислоты — лейцит, скаполиты, основные плагиоклазы; с выделением коллоидальной кремнекислоты — содалитовые минералы, нефелин, мелилит, оливин, волластонит, большинство цеолитов.

Серная кислота употребляется для отделения кварца от большинства минералов; разбавленный раствор серной кислоты заправляют в стеклянной трубке с порошком исследуемой горной породы и нагревают до $150-200^{\circ}$.

Плавиковая кислота легко разрушает лейцит, полевые шпаты, притом плагиоклазы легче ортоклаза и микроклина, содалитовые минералы, стекло; с трудом — анатаз, андалузит, дистен, железный блеск, корунд, магнетит, перовскит, рутил, силлиманит, шпинель, ставролит, хрупкие слюды, топаз, турмалин, касситерит, циркон.

Смесью плавиковой и соляной или серной кислот можно из глинистых сланцев выделить тонкие иголки рутила; той же смесью можно воспользоваться при отделении не растворяющихся в ней циркона, шпинели, андалузита, дистена и других от остальных силикатов.

Лемберг (1883) предложил пользоваться концентрированной щелочью $NaOH$, которая переводит полевые шпаты и сходные с ними силикаты в цеолитообразное состояние; они затем легко растворяются в соляной кислоте. Этим именно способом ему удалось выделить из фонолита авгит.

Кайзер тем же способом отделял от других минералов кварц, корунд, анатаз, рутил, циркон и др.

ПРИГОТОВЛЕНИЕ ШЛИФОВ

Для того чтобы данную породу можно было исследовать с помощью микроскопа, необходимо приготовить из нее шлиф или тонкую пластинку, толщина которой колеблется между $0,02-$

0,03 мм. Для приготовления шлифа из породы выбивают возможно более тонкий осколок, по возможности плоский, с поверхностью не менее 3 см², или же при помощи быстро вращающегося тонкого жестяного круга резальной машины, на край которого посыпается мокрый порошок наждака (карборунда, алунда), из горной породы вырезают тонкую пластинку. На таком осколке (пластинке), держа его концами пальцев, шлифуют плоскость, пользуясь быстро вращающимся кругом шлифовальной машины, покрываемым грубым мокрым наждаком, или просто на толстой чугунной или стеклянной доске, посыпаемой тем же веществом. Когда получится достаточно большая и ровная шлифованная плоскость, ее дошлифовывают с помощью более тонкого порошка наждака или карборунда на чугунной или стеклянной доске; полируют особенно тонким порошком наждака или пемзы, карборунда, алунда. Когда шлифованная поверхность достаточно хорошо очищена и препарат высушен, лучше всего на паровой бане, шлифованную поверхность приклеивают при помощи канадского бальзама к толстой стеклянной пластинке размером приблизительно 3 × 3 см.

Самый канадский бальзам готовится следующим образом. На стеклянную пластинку помещают одну или две капли канадского бальзама и на слабом огне (газа или спирта) нагревают его некоторое время. По мере выделения из него при таком нагревании летучих составных частей, он становится после охлаждения сперва все более вязким, затем все более и более хрупким и твердым. Когда он достигнет требуемой твердости (он не должен быть ни особенно твердым, ни вязким), что лучше всего узнается при некотором навыке пробой мелких капелек его непосредственно на зубах, нагревают шлифованную поверхность пластинки и прикладывают ее этой поверхностью к канадскому бальзаму, прижимая ее пинцетом, но не особенно сильно; при этом необходимо следить, чтобы между стеклом и пластинкой не оставались пузырьки воздуха.

После охлаждения препарата на нем шлифуют вторую, параллельную первой, плоскость, также сперва на круге, затем на доске. Момент окончания шлифования узнается либо по интерференционной окраске того или иного минерала (кварц и полевые шпаты должны обладать белой интерференционной окраской первого порядка), или же по тому, что сквозь шлиф непрозрачной породы можно свободно читать напечатанное. Когда шлиф достиг желаемой толщины (около 0,03 мм), стекло после тщательной промывки поверхности шлифа нагревают, концом пинцета осторожно сдвигают шлиф к краю стекла, а затем на предметное стекло, на котором находится приготовленная заранее вышеуказанным способом капля канадского бальзама; на поверхность шлифа помещают вторую каплю канадского бальзама и покровное стекло. Предметное стекло снова нагревают, и когда бальзам снова делается жидким, пинцетом прижимают покровное стекло вплотную к шлифу; при этом следят, чтобы ме-

жду шлифом и покровным стеклом не попал пузырек воздуха. Полученный таким образом препарат тщательно промывают спиртом и эфиром для удаления канадского бальзама, к нему приклеивают этикетку или выцарапывают алмазной иглой номер шлифа, после чего последний готов для исследования его под микроскопом. Если порода не особенно крепкая, ее проваривают в канадском бальзаме или иной жидкости, цементирующей после охлаждения породу, выполняя пустоты в ней.

Вместо канадского бальзама в последнее время с успехом применяются кокколит и бекелит; можно применять также пихтовое масло. Наждак удобно заменять карборундом, более твердым, чем наждак, и потому способствующим более быстрому шлифованию, или алундом.

Рыхлые породы необходимо погружать в воду, глицерин, канадский бальзам или в иную среду с достаточно большим показателем преломления, чтобы таким образом уменьшить явления полного внутреннего отражения.

Вместо канадского бальзама в последнее время с успехом применяются кокколит и бекелит; можно применять также пихтовое масло. Наждак удобно заменять карборундом, более твердым, чем наждак, и потому способствующим более быстрому шлифованию, или алундом.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

При изучении породообразующих минералов под микроскопом мы разделяем их на отдельные группы на основании особенностей их физических свойств. Прежде всего выделяем две основные группы: минералы непрозрачные и минералы прозрачные.

Прозрачные минералы разделяются в зависимости от оптических свойств на: 1) минералы изотропные; 2) минералы анизотропные: а) одноосные и б) двуосные.

В каждой из этих групп минералы расположены начиная от имеющих наименьшие показатели преломления до минералов с наибольшими показателями преломления, что очень удобно в систематическом отношении.

Наряду с физическими свойствами, в первую очередь с оптическими, особенно большое значение придается химическим свойствам минералов и образованию ими почти всегда твердых растворов, меняющих в известных пределах и их оптические свойства, что особенно отражено и использовано в таблицах Винчелла.

Огромное значение приобрели также результаты изучения атомных структур силикатов, важнейших и наиболее распространенных породообразующих минералов.

Рентгеновские исследования силикатов дали возможность получить гораздо более ясное представление о химическом составе и структуре их, чем это было известно ранее. В этом отношении особенно большое значение имеют работы В. Л. Брегга. В результате получилось более четкое понимание процессов, которые ведут к образованию тех или иных силикатов, входящих в состав магматических и метаморфических горных пород.

Атомное строение силикатов на основании исследований последних лет представляется в таком виде. Ион кремния окружен четырьмя ионами кислорода, образуя кремнекислородный тетраэдр. Такой тетраэдрический ион имеет заряд 4 и изображен на рис. 88 (черные кружки — ионы кремния, белые — кислорода).

Само строение силикатов определяется, в первую очередь, отношением числа атомов кислорода к числу атомов кремния. В том случае, когда это отношение равно 7:2, кремнекисло-

родный ион состоит из двух тетраэдров с одной общей кислородной вершиной (рис. 88 *b*).

В. Л. Брегг выделил следующие типы кремнекислородных соединений (см. рис. 88).

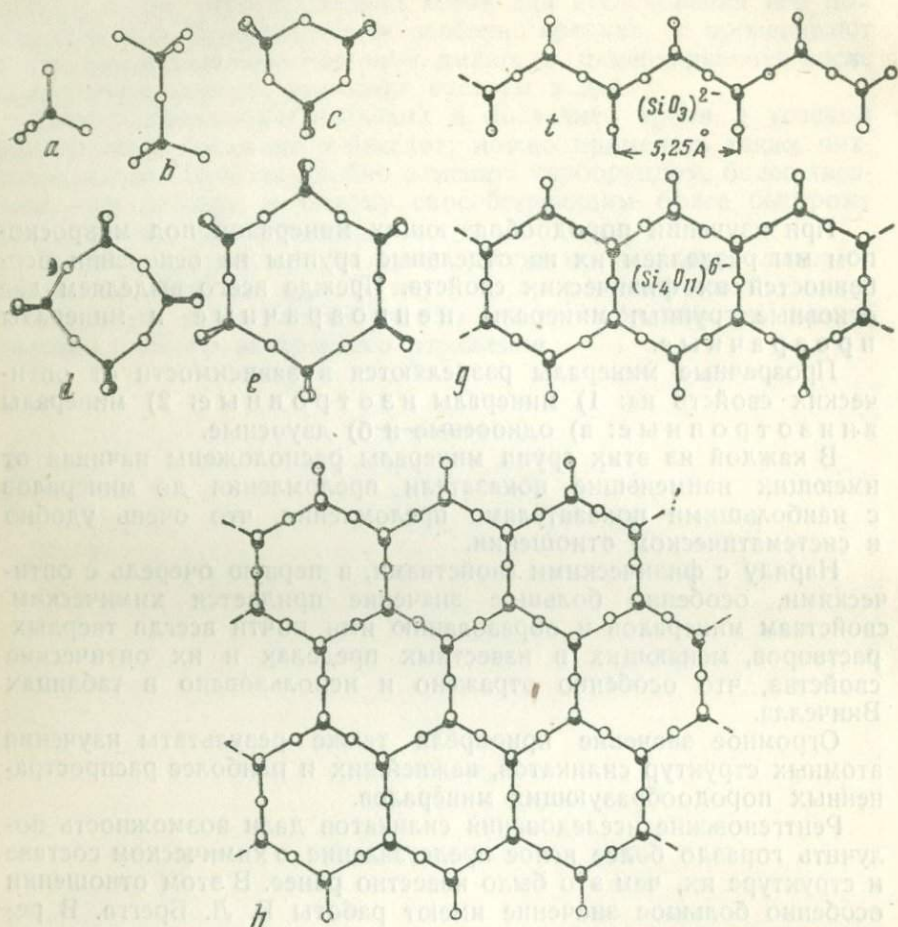


Рис. 88. Типы кремнекислородных соединений.

Дальнейшее усложнение наших представлений о различных силикатах заключается в том, что эти минералы часто образуют очень сложные твердые растворы, с взаимным растворением в различных относительных количествах двух и большего числа минералов, т. е. простейших, входящих в состав твердых растворов, соединений. Характерно то, что состав магнезиально-железистых силикатов усложняется, начиная от структуры простого тетраэдра до структуры листа (оливин → пироксены → амфиболы → слюды).

Обращает на себя внимание двойственная роль алюминия в алюмосиликатах. Хотя ион алюминия Al^{3+} несколько больше, чем ион кремния Si^{4+} , все же иногда алюминий замещает кремний в кремнекислородном тетраэдре комплексного аниона. Как пример можно привести флогопит состава $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; в нем вместо обычного для силикатов

| Кремнекислородные группы | O:Si | Минералы | |
|---------------------------------------|------|------------------------------------|--------------|
| | | состав | название |
| a) SiO_4 , тетраэдр | 4:1 | $(Mg, Fe)_2 SiO_4$ | Оливин |
| b) Si_2O_7 , удвоенный тетраэдр | 7:2 | $Sc_2(Si_2O_7)$ | Тортвейтит |
| c) Si_3O_9 , кольцо | 3:1 | $BaTi(Si_3O_9)$ | Бенитонит |
| d) Si_4O_{12} , кольцо | 3:1 | $Na_2Al_2(Si_4O_{12} \cdot 2H_2O)$ | Анальцим |
| e) Si_6O_{18} , кольцо | 3:1 | $Be_3Al_2(Si_6O_{18})$ | Берилл |
| f) Si_nO_{3n} , цепочка | 3:1 | $(Mg, Fe)(SiO_3)$ | Пироксены |
| g) $Si_{2n}O_{6n}$, двойная цепочка. | 11:4 | $CaMg(Si_4O_{11})(OH)_2$ | Амфиболы |
| h) $Si_{2n}O_{6n}$, лист | 5:2 | $KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH)_2$ | Слюды |
| i) Si_nO_{2n} | 2:1 | SiO_2 | Кварц |
| k) Si_3O_8 каркас | 8:3 | $K(AlSi_3O_8)$ | Полевой шпат |

(Si_2O_5) присутствует (Si_3AlO_{10}). Здесь из четырех мест кремния одно занято алюминием. Точно так же в альбите $Na(AlSi_3O_8)$ в жидкой фазе отношение Al к Si будет больше, чем 1:3. Этим объясняется существование в плагиоклазах непрерывного ряда твердых растворов: $Na(AlSi_3O_8)$ и $Ca(Al_2Si_2O_8)$, где два иона Ca^{2+} и Al^{3+} заменяют Na^{1+} и Si^{4+} .

Двойственная роль алюминия наблюдается также в мусковите, $KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH)_2$, в котором две трети Al имеют координационное число 6, а одна треть—4.

МИНЕРАЛЫ НЕПРОЗРАЧНЫЕ

Непрозрачные минералы отличаются одни от других блеском и цветом в отраженном свете, а также очертаниями. Они преимущественно кристаллизуются в кубической и гексагональной сингониях, причем очертания кубических кристаллов изометричны (т. е. имеют одинаковые размеры по всем направлениям), гексагональные же по большей части таблитчатые, и поэтому часть разрезов их имеет форму более или менее удлиненную.

ПИРИТ

FeS_2 , нередко с примесью Ni, Cu, As. Уд. вес 5,02. Кубический. Образует большей частью кубы и пентагональные додекаэдры и комбинации обоих различных размеров, часто также и неправильные зерна. В отраженном свете наблюдаются сильный металлический блеск и шейсово-желтая окраска. При нагрева-

нии до 665° теряет серу и переходит в пирротин (начиная с 575°). При разрушении переходит в бурый железняк и приобретает в отраженном свете бурюю или ржавую окраску. Встречается в самых разнообразных горных породах: изверженных, осадочных и метаморфических.

МАГНИТНЫЙ КОЛЧЕДАН (ПИРРОТИН)

Fe_nS_{n+1} , часто $Fe_{11}S_{12}$ (Fe 61,6%, S 38,4%). Часто содержит также Ni. Уд. вес 4,53—4,77. Гексагональный. При температуре выше 130° ромбический. В природе встречаются обе модификации почти исключительно в виде неправильных зерен. Характеризуется металлическим блеском и бронзово-желтой окраской в отраженном свете. Как первичная составная часть присутствует в основных изверженных породах (габбро, долериты, базальты), иногда и в образовавшихся из них метаморфических породах (например в амфиболитах), реже в гранитах и гнейсах, также в зонах контактного метаморфизма.

МАГНЕТИТ (рис. 89)

Fe_3O_4 , иногда с примесью TiO_2 , MgO, MnO и др. (72,4% Fe). Кубический. Уд. вес 4,9—5,2. Образует большей частью изометричные зерна и кристаллики, в большинстве случаев октаэдри, иногда скелеты. Характеризуется металлическим блеском, синевато-черной окраской в отраженном свете. При работе с искусственным освещением (при электричестве) он обычно буровато-черный; синевато-черная окраска наблюдается при дневном освещении (при голубом небе). Обладает магнитными свойствами, при температуре 350° теряет их. Широко распространен в изверженных породах и кристаллических сланцах, иногда присутствует и в осадочных породах, в некоторых случаях в значительном количестве (магнетитовый песок). При разрушении изредка



Рис. 89. Магнетит

переходит в бурый железняк и в отраженном свете приобретает желтую окраску. Широко распространено прораствание магнетита другими минералами, особенно часто рутилом или же ильменитом, иногда апатитом; ильменит образует в нем пертитовые вроски; получается титаномагнетит, который содержит до 10% и более двуокиси титана.

ТИТАНИСТЫЙ ЖЕЛЕЗНЯК (ИЛЬМЕНИТ) (рис. 90)

$FeTiO_3$ (TiO_2 52,7%, FeO 47,3%). Иногда содержит большую или меньшую примесь Fe_3O_4 , редкие элементы, в том числе Nb и Ta, также V и небольшие количества Mn и Mg. Гексагональ-

ный. Уд. вес около 5. Чаще всего встречается в кристаллах с шестиугольными поперечными очертаниями, иногда скелетных, в виде неправильных зерен, в некоторых случаях в плотных и зернистых массах. Прорастает магнетитом, что видно на полированной поверхности ильменитовых зерен и кристаллов. В отра-

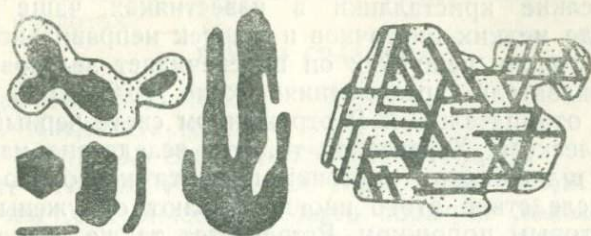


Рис. 90. Ильменит.

женном свете железно-бурый, со слабым металлическим отблеском. Характерно то, что при разрушении он переходит в мелкозернистый агрегат лейкоксена, который представляет собой тонкозернистую смесь различных титансодержащих минералов, главным образом титаниста. Лейкоксен образует вокруг зерен титанистого железняка оболочки, белые в отраженном свете, проникающие внутрь минерала; иногда почти весь минерал переходит в агрегат лейкоксена (табл. I, рис. 1).

Распространен главным образом в изверженных породах как глубинных (главным образом габбро), так и в их излившихся аналогах. Иногда ильменит в виде тонких иголочек в большом количестве располагается в плагиоклазах габбровых пород. Присутствует также и в кристаллических породах (гнейсах, слюдяных сланцах, амфиболитах). В осадочных породах он встречается иногда в значительном количестве вместе с магнетитом, гранатом, цирконом и др. Часто входит в состав черных (ильменитовых) песков.

ЖЕЛЕЗНЫЙ БЛЕСК (ГЕМАТИТ)

Fe_2O_3 (часто с примесью MnO , TiO_2). Гексагональный. Уд. вес 5,2. В горных породах образует большей частью мелкие зерна или чешуйки. Иногда присутствует в землистом виде. В отраженном свете обнаруживает часто весьма сильный металлический блеск и черную окраску, реже он красный, без блеска. В особенно тонких пластинках просвечивает красным цветом и обнаруживает плеохроизм от буровато-красного до желто-красного. Оптически одноосный и отрицательный; при свете $N\alpha$ $N\alpha = 3,22$; $N\epsilon = 2,94$; $N\alpha - N\epsilon = 0,28$. Встречается во всевозможных горных породах редко как первичная составная часть,

чаще как вторичная, главным образом в метаморфических породах (джеспилитах, железистых роговиках, гематитовых сланцах и т. д.). Иногда образует псевдоморфозы по магнетиту (мартит).

ГРАФИТ

С (углерод). Гексагональный. Уд. вес 2,2—2,6. Образует прекрасные мелкие кристаллики в известняках, чаще же встречается в виде мелких листочков и чешуек неправильной формы; в особенно тонких чешуйках он просвечивает зеленовато-серым цветом; показатели преломления около 1,93—2,07; оптически одноосный, отрицательный. В отраженном свете черный с металлическим блеском. Характерно то, что вследствие малой твердости при шлифовании листочки графита несколько размазываются и вследствие этого иногда бывают окружены мельчайшим графитовым порошком. Встречается также в изверженных горных породах как первичная составная часть, например в различных гранитах, сиенитах, пегматитах, нефелиновых сиенитах (Сибирь, Ботогольское графитовое месторождение), базальтах (Овифак в Гренландии) и др. Часто встречается в метаморфических породах (сланцах, гнейсах, известняках и т. д.). В некоторых случаях заполняет трещины в кристаллических породах.

Парагенез, характерный для графита: титанит, кальцит, шпинель, роговая обманка, пироксен, скаполит — в известняках; кварц, полевые шпаты, биотит, гранат, силлиманит, кордиерит — в гнейсах и других породах, образовавшихся из глинистых пород.

МИНЕРАЛЫ ИЗОТРОПНЫЕ

ПЛАВИКОВЫЙ ШПАТ (ФЛЮОРИТ)

CaF_2 (F 48,9%). Кубический. Уд. вес 3,18. Редко образует идиоморфные кристаллы в виде куба и реже октаэдра. В большинстве случаев встречается в виде неправильных зерен и заполняет промежутки между другими минералами. Чрезвычайно характерна для него спайность по октаэдру в виде многочисленных трещин, идущих по двум-трем направлениям, с углами между ними около 60° (табл. I, рис. 2). Бесцветен, в других случаях окрашен в фиолетовый, красновато-фиолетовый, зеленый цвет; иногда обладает зонарной окраской. Показатель преломления 1,434 (меньше, чем у канадского бальзама); благодаря этому резко выражена шагреньевая поверхность.

Встречается во всевозможных горных породах, обыкновенно в небольшом количестве, особенно часто в турмалиновых гранитах, грейзенах, также в таких гранитах, как рапакиви. Часто встречается в рудных жилах, присутствует в виде аксессуарной части в нефелиновых сиенитах, иногда в виде самостоятельных выделений в них. Образует жилы среди гранитов (Такоб в Таджикистане, Гнутов около Мариуполя). Среди осадочных пород

встречается в известняках, иногда пропитывая отдельные про-
слои, окрашивая их в фиолетовый цвет (ратовкит Москов-
ской области). Совершенно бесцветные крупные (до 10 см в ребре)
кристаллы образует в известняках района оз. Куликолона (Тад-
жикистан). Сходен с опалом и с минералами группы содалита.
От опала отличается спайностью, от последних — направлением
спайности, меньшим показателем преломления, нераствори-
мостью в кислотах.

ГРУППА СОДАЛИТА

Содалит $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaCl}$

Нозеан $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$

Гаюин $\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 + n \text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$

Лазурит $n \text{NaAlSiO}_4 \cdot m \text{Ca}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{NaCl} \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$.

Содалит. Кубический. Часто образует додекаэдрические
кристаллы, иногда довольно крупные или в общем изометрич-
ные неправильные зерна. Неясная спайность по (110). Уд. вес
2,14—2,34. $N=1,483—1,490$; редко около включений обнару-
живает слабое двупреломление. Макроскопически бесцветный,
синий, зеленоватый, серый, желтый, в шлифах обычно бесцвет-
ный, желтый, синий, коричневатый. Шагреневая поверхность
иногда довольно ясно заметна. Легко переходит в волокнистые
цеолиты, чаще всего в натролит, тончочешуйчатый серицит,
гидраргиллит, диаспор и другие минералы. Есть указания на
переход его в канкринит и гранат, иногда также в кальцит и
лимонит. Распространен в глубоких магматических породах,
богатых натрием (содалитовые нефелиновые сиениты, тавиты
и др.), часто сопровождая нефелин; изредка присутствует в из-
вестняках, метаморфизованных теми же магматическими поро-
дами. Иногда представляет собой продукт преобразования
нефелина.

Нозеан. Кубический. Физические свойства, как у содалита.
Уд. вес 2,25—2,40. Образует изометричные кристаллы, округлые
зерна, иногда зернистые массы. $N=1,48—1,495$. Микроскопи-
чески бесцветный, серый, лавандово-синий или желтоватый,
красный до черного. В шлифе окрашен в синий, редко очень
яркий цвет. Резко выражены явления коррозии. Нередко содер-
жит многочисленные включения (газов, жидкостей, стекла, кри-
сталликов), скопляющиеся то по отдельным зонам, то по опре-
деленным осям; кристаллические включения часто представлены
магнетитом или ильменитом.

Гаюин. Кубический. Физические свойства, как у содалита.
Уд. вес 2,4—2,5. Представлен изометричными кристаллами, округ-
лыми или неправильными зернами. Почти всегда изотропный.
 $N=1,496—1,504$. Цвет обычно синий, иногда даже зеленый,
в случае выветривания приобретает желтую или коричневую
окраску; включения, аналогичные тем, которые присутствуют
в нозеане; они придают ему серую до черной окраску. В шлифе
синий, иногда ярко окрашенный.

Гаюин и нозеан пользуются распространением исключительно в излившихся породах фойяитовой и тералитовой магм, именно в фонолитах, лейцитофирах, трахидолеритах, тефритах, базанитах, лейцитовых и нефелиновых породах, лимбургитах, обычно как интрателлургические образования; они старше лейцита и полевого шпата, присутствующих в этих же породах.

Лазурит. Физические свойства, как у содалита. Уд. вес 2,38—2,45. Образует зернистые агрегаты. Спайность отсутствует. Синий как макроскопически, так и в шлифе. $N=1,50$. Встречается исключительно в метаморфизованных известняках при характерном парагенезе: диопсид, бесцветная роговая обманка, кальцит, мусковит, пирит, также скаполит, плагиоклаз и другие минералы.

От других изотропных минералов минералы группы содалита отличаются показателем преломления, меньшим, чем у канадского бальзама; в этом отношении с ними сходны вулканические стекла, плавиковый шпат, лейцит и анальцим. Основные отличия от этих последних минералов — форма, характер спайности, химические реакции.

ЛЕЙЦИТ

$KAlSi_2O_6$ (55% SiO_2 , 23% Al_2O_3 , 22% K_2O). Характерно малое содержание кремнекислоты сравнительно с ортоклазом: $KAlSi_3O_6$ (ортоклаз) = $KAlSi_2O_6$ (лейцит) + SiO_2 . Уд. вес около 2,47. Температура плавления 1860° по Боуэну (1922). Кубический при температуре выше 620° , ромбический при обыкновенной и до 500° . Встречается почти исключительно в виде кристаллов, имеющих форму (211), большей частью с округленными углами, редко в скелетных формах; в некоторых случаях в виде мелких микролитов; иногда слабо выраженная спайность по (110). В породе он белого цвета со стеклянным блеском, на плоскостях излома блеск жирный. В шлифе совершенно бесцветный. Показатели преломления его $N_p=1,508$, $N_g=1,509$; $N_g - N_p=0,001$. $2V$ очень мал. Оптически положительный. Чрезвычайно слабо действует на поляризованный свет. Чтобы обнаружить действие его на поляризованный свет, в тубус вдвигают пластинку чувствительного фиолетового или красного цвета, благодаря которой при вращении препарата в лейците наблюдается синеватая и желтоватая окраска полосок. Чрезвычайно характерны для лейцита его полисинтетическая решетчатая двойниковая структура, затем включения, которые иногда присутствуют в большом количестве и располагаются в высшей степени характерно (табл. I, рис. 3). Включения принадлежат либо стеклу, либо магнетиту и другим минералам и располагаются то радиально, то концентрически.

Лейцит легко изменяется и переходит в третичных и новейших лавах в анальцим и другие цеолиты, в палеозойских поро-

дах — в так называемый псевдолейцит (смесь альбита и серицита, ортоклаза и серицита, ортоклаза и нефелина).

Присутствует исключительно в магматических породах, редко в глубинных (в миссурите) чаще всего в излившихся, бедных кремнекислотой и богатых калием и глиноземом третичных и четвертичных лавах, именно в лейцитовых базальтах, лейцитофирах, лейцититах и т. д. В более древних лавах он совершенно изменен.

От сходных с ним содалита и анальцима отличается более высоким показателем преломления, также действием на поляризованный свет, от анальцима — содержанием калия, кроме того, анальцим при нагревании теряет воду и становится мутным, лейцит же не изменяется.

ШПИНЕЛЬ

$(Mg, Fe)O \cdot (Al, Fe)_2O_3$. Иногда в небольших количествах Cr, Mn, Zn. Кубическая. Температура плавления до $2135^\circ C$. Уд. вес 3,6. Нередко образует резко очерченные кристаллы, всегда в виде октаэдра; двойники по октаэдру; реже встречается в виде неправильных изометричных зерен. В шлифе бесцветна, часто окрашена в зеленый цвет (пленка) с большим показателем преломления, равным 1,775—1,785, что обуславливает резко выраженную шагреневую поверхность.

К характерным разновидностям шпинели относятся герцинит, $FeAl_2O_4$, темнозеленый, с $N = 1,749—1,800$, сопровождающий наждаки, также пикотит, отличающийся содержанием Cr_2O_3 в присутствии FeO, окрашенный в зеленовато-бурый цвет. Пикотит занимает промежуточное положение между шпинелью и хромитом, отличаясь от последнего прозрачностью; $N \approx 2,05$. Редко встречается ганит, $ZnAl_2O_4$, $N = 1,765—1,807$.

Шпинель распространена в метаморфических известняках в парагенезе с флогопитом и хондродитом, в некоторых метаморфизованных доломито-мергелистых породах, сопровождая кордиерит. Пикотит — обычная составная часть перидотитов, дунитов, серпентинитов. Ганит — изредка в кристаллических сланцах, в пегматитах (крупные кристаллы в Приазовьи).

БЕККЕЛИТ

$Ca_2 (Ce, La, Di)_4 Si_2O_{15}$ с небольшой примесью ZrO_2 , Y_2O_3 и щелочей. Кубический. Преобладают октаэдрические кристаллы и зерна до 0,5 см в поперечнике. Спайность по (100). Уд. вес около 4,15. Цвет восково-бурый и красноватый, в шлифе желтоватый. Более мелкие индивидуумы оптически изотропны, более крупные — оптически аномальны и отрицательны. Показатель преломления 1,812. Легко растворяется в соляной кислоте. Присутствует в нефелиновых сиенитах и мариуполитах в балке Вали Тарама.

ПИРОХЛОР

$(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Ce})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$. Кубический. Образует мелкие октаэдры с непостоянной спайностью по (111). Уд. вес 4,2—4,36. Показатель преломления 1,96—2,02. Обладает алмазным блеском, желтый до темнокрасного, в шлифе желтый и коричневый, иногда зональный. Встречается редко — в нефелиновых сиенитах, в гранитных пегматитах, среди щелочных гранитов и сиенитов Южной Норвегии.

ПИРРИТ

К пирохлору близок пиррит $(\text{Ca}, \text{Na})_2, (\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2, (\text{OH}, \text{F})_7$, также кубический, с кристаллами в форме октаэдра. Красный. Уд. вес 4,1—4,3. $N=2,16$. Очень редко встречается — в пегматитах, в санидините, в щелочных ультраосновных породах.

ХРОМИТ

$\text{FeCr}_2\text{O}_4(\text{Cr}_2\text{O}_4 \text{ 68\%, FeO 39\%)$. Иногда содержит примесь MgCr_2O_4 , также MgAl_2O_4 . Кубический. Октаэдрические кристаллы, большей частью изометричные зерна. Уд. вес 4,32—4,53. Цвет железно-черный и буровато-черный. В очень тонких шлифах бурый до красного. Показатель преломления 2,07—2,16. Без плеохроизма. Встречается главным образом в серпентинитах и в наиболее основных изверженных породах, иногда в значительном количестве (хромитовые руды); редко присутствует также в доломитах и в некоторых кристаллических сланцах. Нередко к хромиту изоморфно примешана окись алюминия; в таком случае получается хромшпинеель; парагенез тождественный с хромитом (часть хромистых железняков на Урале).

ГРУППА ГРАНАТА

Общая формула $R_3R_2''(\text{SiO}_4)_3$, где R'' замещается Ca, Mg, Fe, Mn, R''' — Al, Fe, Cr, редко Ti; иногда присутствуют Zr.

| Состав группы | | Химическая формула | Уд. вес | Показатель преломления |
|---------------|-------------------|--|---------|------------------------|
| Пиральспиты | Пироп | $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ | 3,51 | 1,705—1,760 |
| | Альмандин . . . | $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ | 3,96 | 1,778—1,815 |
| | Спессартин . . . | $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ | 4,18 | 1,792—1,820 |
| Уграндиты | Гроссуляр | $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ | 3,53 | 1,736—1,763 |
| | Андрадит | $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ | 3,75 | 1,856—1,911 |
| | Уваровит | $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$ | 3,42 | 1,838—1,878 |

Пиральспит — от слов пироп + альмандин + спессартин, уграндит — от слов уваровит + гроссуляр + андрадит. Они

образуют две группы, резко отличающиеся друг от друга входящими в их состав элементами; для первых характерны Mg, Fe, Mn, для вторых — Ca, частью Sr.

Большинство гранатов образует твердые растворы двух или более из этих видов гранатов (миналов).

Кубические. Кристаллы чаще всего в виде (110) или же (211), иногда в виде комбинации (211). (110). В ряде других случаев образуют неправильные более или менее изометричные зерна. Спайность либо отсутствует, либо выражена весьма слабо по (110) в виде извивающихся трещин.

Окраска разнообразна. Наиболее часто встречающийся альмандин окрашен в красные и желто-красные цвета. Чаще всего он мало прозрачен, богат трещинами. Пироп кроваво-красный до черного,grossular желтоватый, зеленватый, буроватый, андрадит буроватый. Содержащая TiO_2 разновидность андрадита — меланит черный, со смоляно-блестящим изломом, уваровит изумрудно-зеленый. В шлифе меланит окрашен часто в бурый цвет различных оттенков, часто с зонарной структурой, уваровит густозеленый. Благодаря большому показателю преломления обнаруживаются резкая шагреновая поверхность и рельеф зерен граната (табл. I, рис. 4). В некоторых случаях обнаруживаются оптические аномалии: зерно граната распадается в таком случае на несколько участков, часто ограниченных прямыми линиями, неодновременно угасающих. Оптические аномалии наблюдаются в известковых гранатах, содержащих титан. Меланиты нередко резко зональны и оптически аномальны (табл. II, рис. 1).

В горных породах иногда разрушаются и переходят в хлорит и биотит, реже в амфибол, серпентин, эпидот, альбит и другие минералы. Альмандин и близкие к нему по составу гранаты присутствуют иногда в гранитах и андезитах, особенно же часто присутствуют в гнейсах, гранулитах, гранатовых амфиболитах и других кристаллических сланцах; нередко переполнены включениями различного рода минералов (рутила, кварца и др.). Пироп встречается в основных изверженных оливиновых породах (перидотитах) и получающихся из них серпентинитах; иногда окружен оболочкой зеленого цвета, носящей название келифитовой, имеющей радиально-лучистое сложение и состоящей в значительной степени из роговой обманки и полевого шпата.

Grossular — преимущественно в метаморфизованных известняках и в некоторых кристаллических сланцах. Спессартин — в граните, с топазом в пустотах риолита, иногда в метаморфизованных кварцитах и районах развития марганцевых руд. Черный меланит (андрадит) — в богатых натрием изверженных породах, например, в нефелиновых сиенитах, фонолитах, лейцитовых и нефелиновых лавах. Шорломит — серовато-черный андрадит (частью меланит) — содержит TiO_2 до 5—19%; в связи с содержанием TiO_2 в общем увеличивается показатель

преломления граната. TiO_2 замещает не только SiO_2 , но и часть Fe_2O_3 . Обыкновенный гранат, представляющий собой смесь альмандина, гроссуляра и меланита, обычно присутствует в кристаллических сланцах, амфиболитах, эклогитах, пироксеновых породах.

От других изотропных минералов отличаются большими показателями преломления, от шпинели — очертаниями; для последней характерны треугольные и четырехугольные разрезы, отсутствующие у гранатов.

ПЕРИКЛАЗ

MgO с примесью 4,0—8,6% FeO , в рудных месторождениях также до 9,1% MnO и 2,5% ZnO . Кубический. Образует мелкие октаэдрические кристаллы, изометричные зерна и их агрегаты. Спайность совершенная по (100). Уд. вес 3,64—3,67. Белый, серый, желтый, буровато-желтый; в шлифе бесцветный. Показатель преломления значительный; для желтого цвета $N = 1,73$. Температура плавления около 2800° . Растворяется в горячей концентрированной соляной кислоте. Характерными особенностями периклаза являются его форма, спайность, высокий рельеф, изотропность. Входит в состав некоторых контактово-метаморфических известняков. Переходит в гидромагнезит, иногда также в серпентин; парагенез его: монтичеллит, форстерит, плеонаст, пирротин, редко амфибол и пироксен. Искусственный периклаз используется как огнеупор и высокотемпературный электроизолятор.

ЦИНКОВАЯ ОБМАНКА (СФАЛЕРИТ)

ZnS с примесью FeS . Кубическая. Тетраэдрические кристаллы; часты двойники по (111). Нередко в виде неправильных зерен. Совершенная спайность по (110). Уд. вес 4,09. Возгоняется при 1178° . Цвет черный, бурый, желтый разных оттенков, красноватый; иногда бесцветна. В шлифе иногда обнаруживается зонарное распределение окрасок. Минерал изотропный, иногда слабо анизотропный; легко обнаруживает двойное лучепреломление при надавливании на шлиф концом пера. Показатель преломления значительный. В «аморфной» разновидности $N = 2,18—2,25$. При 1020° переходит в гексагональный вурцит. В присутствии 28% FeS температура перехода в вурцит понижается до 880° . Встречается со свинцовым блеском, халькопиритом, кальцитом, сидеритом, кварцем, баритом.

ПЕРОВСКИТ

$CaTiO_3$. Обычны небольшие примеси FeO (до 5%), часто со следами MgO и MnO . Кубический. Встречается обычно в виде кристалликов кубической формы; спайность по кубу

(100). Уд. вес 4,0. Разлагается H_2SO_4 . Цвет желтый до коричневого, бурый, черный, в шлифе серый, фиолетово-серый, буровато-красноватый, редко зеленоватый; часто окраска зональная. Показатель преломления значительный: $N=2,38$. Нередко аномальное двойное лучепреломление, в особенности в более крупных кристаллах. В таком случае $N_g - N_p = 0,002$, в одном случае 0,017. Оптически положительный. $2V$ около 90° . Сложная пластинчатая двойниковая структура. Встречается редко, обычно в породах регионально и контактно-метаморфизованных, также в щелочных базальтах, мелилитовых базальтах, перидотитах. Характерные особенности для перовскита: очень высокий показатель преломления, сложное двойниковое строение в более крупных кристаллах, цвет, слабое двойное лучепреломление.

КНОПТ

$CaTiO_3$ с примесью Ca_2O_3 и FeO . Уд. вес. 4,1—4,3. Цвет коричневый, блеск металлический. $N=2,30$. Иногда оптически аномальный и тогда с сильным двупреломлением, с таким же пластинчатым двойниковым сложением, как и у перовскита. Встречается очень редко в контактно-метаморфических породах (кристаллических известняках), в своеобразных основных породах вместе с мелилитом.

МИНЕРАЛЫ ОДНООСНЫЕ

ВИЛЬМИТ

NaF . Псевдокубический (?).

В натровом свете $N=1,328$. Слабое двупреломление. Оптически отрицательный. Резко выраженный плеохроизм: N_o — карминово-красный, N_e — золотисто-желтый. Спайность по (001). Уд. вес 2,79.

В воде медленно растворяется и из нее кристаллизуется в кубической сингонии. При прокаливании становится бесцветным. Легко плавится.

Впервые встречен Лакруа в нефелиновом сиените Гвинеи, где он выкристаллизовался из остаточного магматического раствора при низкой температуре и сопровождается анальцимом, мезотипом, также плавиковым шпатом, ловенитом, астрофиллитом. Встречен также в нефелиновых сиенитах Ловозерских тундр (Кольский полуостров).

НЕФЕЛИН (ЭЛЕОЛИТ)

$(Na, K)AlSi_3O_8$. Гексагональный.

$N_e = 1,532 - 1,547$; $N_o = 1,529 - 1,542$; $N_o - N_e = 0,003 - 0,005$.
Оптически отрицательный. $c = N_p$.

В нефелине, кроме преобладающего минала NaAlSiO_4 , присутствуют также другие миналы: до 20% KAlSiO_4 , до 10% $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, немного $\text{NaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Минал NaAlSiO_4 содержит 42,3% SiO_2 , 35,9% Al_2O_3 , 21,8% Na_2O . К нефелину близок эвкриптит LiAlSiO_4 . Уд. вес около 2,6.

Образует либо довольно правильные кристаллы в виде гексагональной призмы в комбинации с базисом, в разрезе четырехугольные и шестиугольные, чаще же образует неправильные, иногда довольно крупные зерна или заполняет промежутки между другими элементами. Спайность по призме (10 $\bar{1}0$) и базису (0001) заметна лишь в тонких шлифах. Характеризуется блеском, стекляннм у свежего нефелина, жирным у отчасти разрушенного (элеолита). Собственно нефелин бесцветный до серовато-белого цвета, элеолит белый, серый, желтоватый, зеленоватый, красноватый до кирпично-красного цвета. В шлифе совершенно бесцветный. Иногда слабая шагрeneвая поверхность. Между скрещенными николями при толщине 0,03 мм наблюдается низкая сероватая интерференционная окраска, более низкая, чем окраска присутствующих в том же шлифе полевых шпатов. Угасание прямое.

При нагревании до 1000°, согласно Гинзбергу, переходит в триклинный карнегит.

Примесь KAlSiO_4 несколько понижает показатели преломления и увеличивает силу двойного лучепреломления. Примесь $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, согласно Боуэну (1912), понижает силу двойного лучепреломления до 0 и затем повышает ее до 0,002, причем минерал становится положительным при содержании 35% $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ или около 7% CaO ; в естественных кристаллах содержание CaO не превышает 2,5%.

При повышении температуры до 800° показатели преломления нефелина увеличиваются на 0,002. Иногда наблюдается резко выраженная зональная структура. В сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, наблюдается широкий крест без изохроматических колец. Соляной кислотой легко разлагается. Легко разрушается и переходит в разнообразные новые вторичные минералы — часто в гидронфелит или в натролит с примесью томсонита, диаспор и др., образующие агрегаты с листовато-зернистой или листовато-шестоватой структурой, сходные со снежными узорами на стеклах зимой, далее в слюду — бесцветный плотный тонкочешуйчатый агрегат, называемый иногда либнеритом или гизекитом; слюда частично ориентирована так, что спайность более крупных листочков мусковита параллельна спайности нефелина; иногда переходит полностью в канкринит, ориентированный параллельно первичному минералу, также в анальцит, содалит, кальцит, реже в каолинит, гранат или коллоидальное неясного состава вещество. От содалитовых минералов отличается двойным лучепреломлением и большим показателем преломления; от апатита, геленита и мелилита — меньшими показателями преломления; от скапо-

лита — иной спайностью и слабым двойным лучепреломлением; от санидина и ортоклаза — одноосностью, легкой желатинизацией с кислотами и большим показателем преломления. Встречается почти исключительно в щелочных изверженных породах, как глубинных (в нефелиновых сиенитах), так и излившихся (фонолитах, тефритах и др.), как первичная составная часть, замещая иногда полностью альбит; встречен в некоторых гнейсовидных и сланцеватых породах (Норвегия, Канада, Урал). Не встречается одновременно с кварцем, так как при избытке кремнекислоты переходит частично или полностью в альбит:



Кварц образуется только тогда, когда все молекулы нефелина насыщены кремнекислотой.

КАЛИОФИЛЛИТ

KAlSiO_4 . Гексагональный.

$N_o = 1,532 - 1,537$; $N_e = 1,527 - 1,533$; $N_o - N_e = 0,004 - 0,005$.

Оптически отрицательный.

Содержит 38% SiO_2 , 32% Al_2O_3 , 30% K_2O . При высоких температурах образует непрерывный ряд изоморфных смесей с NaAlSiO_4 ; в естественных кристаллах содержит обычно от 5 до 20% NaAlSiO_4 . Образует толстопризматические кристаллы. Уд. вес около 2,56. Температура плавления 1800° . С HCl дает гель. В шлифе бесцветен. Калиофиллит сходен с нефелином, от которого отличается с большим трудом. Присутствует в излившихся породах, богатых калием, в выбросах Соммы. При температуре 1540° переходит в бесцветную ромбическую разновидность, оптически двусную ($2V = 39^\circ$), отрицательную, с $N_g = 1,536$, $N_m = 1,535$, $N_p = 1,528$, $N_g - N_p = 0,008$. Разновидность устойчивая и при низких температурах. Обнаружена была в нефелинитах Западной Африки.

КАНКРИНИТ

$6\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Гексагональный.

$N_o = 1,516 - 1,524$; $N_e = 1,491 - 1,502$; $N_o - N_e = 0,023 - 0,029$.

Оптически отрицательный.

Иногда часть CO_2 замещена SO_3 . Уд. вес 2,42—2,5. Весьма совершенная спайность по (1010). Слабый стеклянный блеск, переходящий в жирный; на плоскостях спайности перламутровый. Бесцветный, часто желтый, красноватый, розовый. В шлифе бесцветный. При толщине шлифа 0,03 мм яркие интерференцион-

ные цвета первого и второго порядка; в связи с этим большое сходство с серицитом и мусковитом, с которыми канкринит легко смешать.

В сульфатном канкрините, содержащем 3,18% CO_2 и 4,65% SO_3 , $N_o = 1,509$, $N_e = 1,500$, $N_o - N_e = 0,009$.

При температуре 1253° и давлении 110 кг/см^2 инконгруэнтно плавится, распадаясь на нефелин и жидкую массу. Переходит в натролит с выделением кальцита. В соляной кислоте растворяется с выделением CO_2 , при нагревании дает гель.

От нефелина отличается силой двупреломления и выделением CO_2 при растворении, от скаполита — спайностью, от кальцита — спайностью и меньшей силой двойного лучепреломления, от томсонита — одноосностью. Очень сходен с бесцветными слюдами, от которых отличается меньшим показателем преломления и двупреломлением.

Сернистый или сульфатный канкринит, встреченный на Урале среди нефелиновых сиенитов, также в Колорадо (США), довольно трудно отличить от ортоклаза; главное отличие — одноосность этого канкринита.

Канкринит встречается в качестве постмагматического минерала в нефелиновых глубинных и жильных породах, в особенности в нефелиновых сиенитах, иногда постепенно замещает нефелин. Особенно часто встречается там, где одновременно присутствуют известняки и кальциевые силикаты, так что можно думать об его образовании под влиянием резорбции кальцита магмой, богатой натрием. Иногда образует резорбционные ободки вокруг зерен нефелина. Канкринит встречается также в нефелиновых гнейсах Португалии, образовавшихся из нефелиновых сиенитов.

К сульфатному канкриниту близок вишневит, $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaHSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (?), также гексагональный, с хорошей спайностью по призме, иногда со сложным двойниковым строением, светло-синий, оптически отрицательный. $N_o = 1,4896$, $N_e = 1,4889$, $N_o - N_e = 0,0007$; по Винчеллу $N_o = 1,509$, $N_e = 1,500$, $N_o - N_e = 0,009$. Встречен в сопровождении полевых шпатов на Южном Урале.

Давин — калийсодержащий канкринит, оптически положительный, редко отрицательный, бесцветный. $N_o = 1,518 - 1,520$, $N_e = 1,517 - 1,522$; $N_o - N_e = 0,000 - 0,003$. Встречается редко.

АНОФИЛЛИТ

$2\text{Ca}_2\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot \text{K}(\text{F},\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Тетрагональный.

$N_g = 1,535 - 1,544$; $N_p = 1,532 - 1,543$; $N_g - N_p = 0,001 - 0,002$.

Около половины воды удаляется при 250° . Встречается в виде призматических кристаллов, зерен, табличек, редко в виде радиально располагающихся призм. Спайность весьма совершенная по (001).

В присутствии F оптически положительный, без F отрицательный. Оптический характер главной зоны то положительный, то отрицательный. Иногда наблюдаются оптические аномалии. Присутствует в пустотах в базальтах, иногда в гранитах и гнейсах. От других цеолитов отличается совершенной спайностью по (001), характерны также аномальные интерференционные окраски.

КВАРЦ И ДРУГИЕ МОДИФИКАЦИИ КРЕМНЕКИСЛОТЫ

| Название | Сингония и строение | N | Ng | Np | Ng—Np | Оптический характер | |
|--------------|----------------------|-----------|-------|-------|--------------|---------------------|--------------|
| | | | | | | минерала | главной зоны |
| Кварц | Гексагональный | | 1,553 | 1,544 | 0,009 | + | + |
| Халцедон | Агрегатный | 1,44—1,46 | 1,530 | 1,538 | 0,008 | + | — |
| Опал | Аморфный | | | | | | |
| Тридимит | Псевдогексагональный | { | 1,473 | 1,469 | 0,004 | + | — |
| Кристаллит | Псевдокубический | | 1,481 | 1,478 | 0,0085 | — | + |
| Кварцин | ? | | 1,544 | 1,533 | 0,011 | + | + |
| Лютецит | Псевдогексагональный | | | | | | |
| Люссатит | ? | 1,446 | | | Меньше 0,009 | + | + |
| Лешательерит | Аморфный | 1,459 | | | | | |

КВАРЦ

SiO₂. Тригональный.

$N_e = 1,553$; $N_o = 1,544$; $N_e - N_o = 0,009$.

Оптически положительный.

Уд. вес 2,65. Различают низкотемпературный (трапецоэдрически-тетраэдрический) β -кварц и высокотемпературный (трапецоэдрически-гемиэдрический) α -кварц.

Низкотемпературный β -кварц обычно образует призматические кристаллы с гранями ромбоэдра, трапецоэдра и др.; кристаллы образуются в миаролитовых пустотах и в трещинах изверженных пород, кристаллических сланцев и осадочных пород. Высокотемпературный α -кварц по большей части бипирамидальный. Встречается чаще всего в виде двойников в связи с переходом в β -кварц — в кварцевых порфирах, липаритах и других излившихся породах. Образуется при высоких температурах с переходом в β -кварц и обратно (β -кварц \rightleftharpoons α -кварц): при тем-

пературе $575^{\circ} \pm 2^{\circ}$ (по Райту и Ларсену). Давление изменяет температуру преобразования кварца следующим образом (по Гибсону, 1928):

| Давление в мега- барах | Глубина в км | Температура перехода | Давление в мега- барах | Глубина в км | Темпера- тура перехода |
|------------------------------|-----------------|-------------------------|------------------------------|-----------------|------------------------------|
| 0 | 0 | 573° | 3 000 | 10 | 644° |
| 300 | 1 | 580° | 6 000 | 20 | 730° |
| 1 500 | 5 | 606° | 9 000 | 30 | 832° |
| 2 700 | 9 | 636° | | | |

Критический момент, когда α -кварц не может образоваться, наступает на глубине 21 км, что соответствует $t = 639^{\circ}$ и $p = 5272$ ат. В порфировых породах иногда образует ясные кристаллы, ограниченные плоскостями основного ромбоэдра (10 $\bar{1}1$) и (01 $\bar{1}1$), причем углы округлены; иногда кристаллы сильно корродированы, т. е. после образования произошло частично растворение их (табл. II, рис. 2).

В некоторых липаритах (Приазовье, Восточная Сибирь) кварц образует скелетные бипирамидальные кристаллы роста. Отчасти кристаллографические очертания наблюдаются также в кварце, входящем в состав некоторых глубинных пород, как, например, апатитов и гранулитов.

Обычно как α -кварц, так и β -кварц образуют неправильные зерна. Нередко находятся в скелетных формах, прорастающих зерна и кристаллы полевых шпатов в пегматитах, микропегматитах и гранофирах. Без спайности, с раковистым изломом, часто с жирным блеском. Бесцветный до молочно-белого, часто дымчато-серый, редко голубой или красный, в сильно механически раздробленных породах белый и тонкозернистый. В шлифе совершенно бесцветный и прозрачный. Часто содержит значительное количество включений, преимущественно газов и жидкостей (нередко последние с подвижным газовым пузырьком), располагающихся то в полном беспорядке, то полосами и рядами. Показатели преломления его невелики: для желтого цвета $N_e = 1,553$, $N_o = 1,544$, благодаря чему он лишен шагреновой поверхности. Так как показатель преломления его все же несколько больше канадского бальзама, то на границе между ними можно наблюдать линию Бекке. Сила двойного лучепреломления $N_e - N_o = 0,0091$. Между скрещенными николями в шлифах нормальной толщины получается белая окраска, в более толстых шлифах — желтоватая. При повышении температуры $N_e - N_o$ постепенно уменьшается; при 575° происходит внезапное резкое уменьшение силы двупреломления. Разрезы, перпендикулярные к оптической оси, не действующие на поляризованный свет, в сходящемся свете дают черный крест. Оптиче-

ски положительный. Угасание в нем не всегда происходит так, что все зерно сразу угасает; в механически измененных горных породах в кварце наблюдается так называемое волнистое угасание, при котором часть зерна угасает, другая часть еще остается светлой. При вращении препарата угасание передвигается по зерну как бы в виде волны. При более сильном раздроблении зерно кварца распадается на большее или меньшее число неодновременно угасающих зерен; получается агрегатное угасание; такого рода структура кварца называется мозаичной. Она наблюдается также в породах, механически неизменных.

В разрезах, перпендикулярных к оптической оси, кварц иногда обнаруживает оптическую двуосность; плоскость оптических осей перпендикулярна к направлению давления. Плавится при 1713° с предварительным переходом в кристобалит. При 870° переходит в тридимит, причем давление сильно повышает эту температуру (по Феннеру 1° на 10 атм); следовательно, уже на небольшой глубине при той температуре, при которой кристаллизуются кислые магмы, богатые минерализаторами, α -кварц остается устойчивым. При 1470° переходит в кристобалит, метастабильный при более низких температурах. Кварц свободен от продуктов замещения. В исключительных случаях в слабой степени замещается серицитом; иногда полностью тальком (Боденмайс в Баварии).

Отличия от сходных минералов: от полевых шпатов, в частности от альбита в содержащих его сланцах, отличается отсутствием продуктов выветривания, спайностью и одноосностью, частью также несколько иными показателями преломления; от кордиерита, с которым его очень легко смешать, — отсутствием спайности, одноосностью и отсутствием плеохроичных оболочек. Если в мелкозернистой породе отличить его от указанных минералов нельзя, то со шлифа (или части его) снимают покровное стекло, смывают спиртом и эфиром канадский бальзам и шлиф обрабатывают плавиковой кислотой, после чего его снова обмывают водой и окрашивают синей анилиновой краской; кварц остается бесцветным, полевые шпаты и кордиерит, частью разрушенные, окрашиваются, но не всегда, в синий цвет (Бекке). Присутствует в огромном числе разнообразных пород, изверженных, осадочных и метаморфических, часто как один из главных компонентов — в ряде магматических, метаморфических и осадочных пород, нередко как вторичный — в цементе песчаников, в гезах и др.; часто замещает другие минералы, также дерево, известковые окаменелости и т. д.

Халцедон. SiO_2 с малой примесью воды, что обусловлено примесью опала. Уд. вес 2,59—2,64. Образует характерные конкреционные формы, цемент в песчаниках, присутствует в пустотах и трещинах изверженных пород, главным образом излившихся, замещает окаменелости. Обладает волокнистым сложением. Цвет его белый, синевато-сероватый, бледнобуроватый;

в шлифе бесцветный. $N_g = 1,538—1,539$; $N_p = 1,530—1,533$; $N_g - N_p = 0,008 \pm 0,002$. При нагревании до температуры 525° халцедон обнаруживает то же понижение силы двойного лучепреломления, что и кварц. Оптически двуосный. Угол оптических осей не превышает 40° . Возможно, что двуосность ложная, обусловленная не вполне параллельным расположением волокон и пучков их. Характер удлинения отрицательный, знак минерала положительный. Рентгеновские лучи обнаруживают то же строение, что и у кварца. Вероятно представляет собой тесную смесь правого и левого кварца. Вторичный водный минерал. Образуется обычно при более низких температурах, чем кварц.

Встречается как вторичный минерал в пустотах магматических пород, часто в известняках, замещая кварц, в диатомитах, замещающая опал. Главная составная часть кремней и кремнистого цемента некоторых песчаников.

О п а л $\text{SiO}_2 + n\text{H}_2\text{O}$ (большой частью 3—9% H_2O). Скрытокристаллический. Уд. вес около 2. Цвет белый, желтый, бурый, зеленый, серый.

Встречается чаще всего как продукт выветривания в породах, иногда выполняя в них трещины, замещая полевые шпаты и другие силикаты. Образуется также при возгонке или выпадает непосредственно из воды источников при разных температурах (гейзериты). Часто присутствует в осадочных породах — в цементе песчаников, в составе гезов, опок, кремней, образует мелкие шарики и скопления их в халцедоне. Также входит в состав вещества растительных и животных организмов (панцыри диатомовых в диатомитах, скелеты радиолярий, спиккули губок).

От сходных лейцита и содалита отличается меньшим показателем преломления и парагенезом.

Т р и д и м и т. Тридимит образует характерные бесцветные или светлоокрашенные шестиугольные пластинки, таблитчатые по (001), черепитчато налегающие друг на друга — в пустотах (лиитофизах) некоторых излившихся пород, именно обсидианов, липаритов, трахитов, андезитов. При температуре свыше 117° гексагональный (α -тридимит); при более низких температурах ромбический (β -тридимит). Нередко последний сдвойникован. Уд. вес 2,27. Характеризуется очень малыми показателями преломления: $N_g = 1,473$, $N_p = 1,469$, $N_g - N_p = 0,002—0,004$; $2E$ от 22° (Овернь) до $65—70^\circ$. Оптически положительный: $c = N_g$, $b = N_p$, $a = Nm$. Медленно переходит в кварц при понижении температуры. При 163° переходит в β -тридимит, при $1470^\circ \pm 10^\circ$ — в кристобалит.

К в а р ц и н. Кварцином Мишель Леви и Мюнье-Шальма называли волокнистый минерал, образующий иногда оболочки на шариках халцедона на границе с кварцем: $N_g = 1,543$, $N_p = 1,533$, $N_g - N_p = 0,010$. Удлинение волокон положительное; оптически он положителен, с углом оптических осей 35° и менее; острая биссектриса параллельна длине волокон. Найден во

Франции (Лонгион и др.), Чехословакии, СССР (Орловская обл., Киев в меловых гезах).

Лютецит. Лютецит образует псевдогексагональные бипирамиды, состоящие из волокон. Угасание в них косое, до 29° , оптически двусные; в остальном лютецит сходен с халцедоном. В грубом известняке окрестностей Парижа Валлеран нашел в одном и том же агрегате волокна кварца, халцедона и лютецита.

Псевдохалцедон. Псевдохалцедоном Лакруа называет волокнистую разновидность кремнекислоты из окремненого оолита (близ Парижа); волокна обладают отрицательным характером удлинения; оптический характер отрицательный, $2V$ мал; $Ng - Np = 0,0045$; всегда в смеси с опалом и кварцем.

Люссатит. Вещество его всегда волокнисто-листовато; $Nm = 1,446$, $Ng - Np$ меньше, чем у кварца. Встречается в Зибенбюргене с опалом, в Западной Моравии с серпентином и опалом, на Пюи-де-Дом (Франция), в Орловской области.

Кристобалит. Уд. вес 2,35. Температура плавления $1713^\circ \pm 10^\circ$ (Фергусон), $No = 1,487$, $Ne = 1,483$, $No - Ne = 0,004$. Обнаруживает полисинтетическое двойниковое сложение. Обладает слабым двойным лучепреломлением, одноосный, оптически отрицательный, вероятно квадратный; иногда кажется двусным; благодаря задержке инверсии в отдельных частях своих сохраняет изотропность, и тогда носит название метакристобалита.

До $175-230^\circ$ анизотропный (β -кристобалит), оптически отрицательный, при более высоких температурах изотропный (α -кристобалит). Наблюдается редко в виде как бы октаэдров, чаще в виде табличек, иногда с черепитчатым сложением. Встречается в пустотах излившихся пород обычно с тридимитом, иногда в закономерном срастании с ним; отличается от тридимита несколько большим показателем преломления.

От цеолитов все эти разновидности SiO_2 отличаются нерастворимостью в кислотах.

БРУСИТ

$Mg(OH)_2$. Гексагональный (ромбоэдрический).

$Ng(Ne) = 1,585$; $Np(No) = 1,566$; $Ng - Np = 0,019$ (0,015—0,020).

Оптически положительный. $c = Ng$.

Уд. вес 2,40. Кристаллы таблитчатые по (0001), обычно в виде неправильных пластинок. Весьма совершенная спайность по (0001). В шлифе бесцветный или зеленоватый. Одноосный, иногда аномально двусный. Знак удлинения отрицательный. Угасание прямое. Растворим в HCl . Присутствует в некоторых филлитах и сланцах, главным образом содержащих карбонаты; в доломитах и кристаллических известняках сопровождает магnezиальные минералы, присутствует также в некоторых серпенти-

нитах и др. От талька, мусковита, гипса отличается одноосностью и положительным характером; от гидромагнезита и хлорита — большой силой двупреломления.

БЕРИЛЛ

$\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$. Гексагональный (класс гексагональный).

$N_o = 1,568—1,602$; $N_e = 1,564—1,595$; $N_o - N_e = 0,004—0,008$.

Оптически отрицательный. $c = N_p$.

Во многих бериллах присутствуют Na, Li, иногда Cs, в некоторых случаях также K и Rb, в других Ga, V, Sc, La, Ne. Уд. вес 2,63—2,91. Спайность мало совершенная по (0001); бесцветный, зеленоватый, голубоватый, редко темнозеленый. В шлифе бесцветный.

Показатели преломления и сила двойного лучепреломления увеличиваются с увеличением содержания щелочей, в особенности Cs. Оптически отрицательный, удлинение отрицательное. Угасание прямое. В разрезах, перпендикулярных к вертикальной оси, часто наблюдается зонарная структура, при которой минерал в центре одноосный, а по краям двuosный. Плеохроизм в шлифе не заметен. Температура плавления около 1420° . Кислоты, в частности плавиковая кислота, на берилл не действуют. Иногда переходит в каолинит.

От кварца отличается несколько большими показателями преломления, меньшей силой двойного лучепреломления и отрицательным оптическим характером; от корунда и апатита — меньшими показателями преломления.

Образование берилла связано главным образом с пневматолитическими процессами; поэтому он присутствует почти исключительно в пегматитовых и рудных жилах, связанных с кислыми глубинными породами, главным образом наиболее богатыми кварцем, вместе с минералами, содержащими Be, Li, Cs, F, часто вместе с оловянными рудами, иногда в грейзенах. Присутствует также в некоторых регионально метаморфизованных сланцах (Южной Африки и др.), в темных битуминозных известняках Музо в Бразилии (изумруд).

СКАПОЛИТЫ

$m[3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{Na}(\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{CO}_3)]$ (мариалит). Тетрагональные
 $l[3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{Cl}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)]$ (мейонит).

$N_o = 1,528—1,616$; $N_e = 1,533—1,572$; $N_o - N_e = 0,000—0,044$.

Оптически отрицательные. $c = N_p$; чистый мариалит положительный. $c = N_g$.

Скаполиты представляют собой твердые растворы по крайней мере пяти миналов.

Химический состав минералов скаполитов

| Минерал | Формула | Содержание в % | | | | | | |
|-------------------------|---|------------------|--------------------------------|-------|-------------------|------|-----------------|-----------------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | Na ₂ O | Cl | SO ₃ | CO ₂ |
| Хлорид мариалита . . . | 3NaAlSi ₃ O ₈ · NaCl | 64,05 | 18,07 | | 14,63 | 4,18 | | |
| Сульфат мариалита . . . | 3NaAlSi ₃ O ₈ · NaHSO ₄ | 58,44 | 16,51 | | 16,41 | | 8,64 | |
| Карбонат мариалита . . | 3NaAlSi ₃ O ₈ · NaHCO ₃ | 60,82 | 17,18 | | 17,07 | | | 4,93 |
| Карбонат мейонита . . . | 3CaAl ₂ Si ₂ O ₈ · CaCO ₃ | 38,68 | 32,72 | 23,00 | | | | 4,70 |
| Сульфат мейонита . . . | 3CaAl ₂ Si ₂ O ₈ · CaSO ₄ | 37,18 | 31,52 | 23,07 | | | 8,23 | |

Мариалиты сходны по составу с альбитом, мейониты — с анортитом, отличаясь от них содержанием CaCO₃, CaSO₄, NaCl, NaHSO₄, NaHCO₃. Смеси из Ca-молекулы (мейонита Me) и Na-молекулы (мариалита Ma) в отношении от Ma₈₀ Me₂₀ до Ma₅₀ Me₅₀ называются дипиром.

Для скаполитов характерно то, что в состав их входит ряд летучих компонентов — OH, Cl, CO₂, SO₃.

Уд. вес около 2,5—2,8. Образуют неправильные зерна, шестоватые агрегаты со стекляннм блеском, бесцветные, белые, серые, синеватые, зеленоватые, красноватые до бурых. В шлифе бесцветны. Спайность по призме (100) и (110) в виде довольно многочисленных тонких трещинок под углом, равным 90° (табл. II, рис. 3). Скаполиты, в особенности богатые молекулами мейонита, обнаруживают при нормальной толщине шлифа чистую, яркую интерференционную окраску второго и третьего порядков, за исключением скаполитов, особенно богатых молекулой мариалита (натрового скаполита). Иногда наблюдается характерная мелкопятнистая интерференционная окраска скаполитов. Сила двойного лучепреломления и интерференционная окраска такие же, как и у пироксенов и амфиболов, с которыми их иногда легко смешать (рис. 91).

Оптические свойства скаполитов в связи с изменением химического состава характеризуются следующими данными:

| Название минерала | Мол. % | | No | Ne | Ne—No |
|--------------------|--------|-----|-------|-------|--------|
| | Ma | Me | | | |
| Мариалит | 100 | 0 | 1,528 | 1,533 | +0,005 |
| | 80 | 20 | 1,545 | 1,538 | —0,007 |
| Дипир | 60 | 40 | 1,563 | 1,544 | —0,019 |
| | 40 | 60 | 1,581 | 1,551 | 0,030 |
| Мицзонит | 20 | 80 | 1,600 | 1,559 | —0,041 |
| | 0 | 100 | 1,616 | 1,572 | —0,044 |

Угасание параллельно трещинам спайности в разрезах по вертикальной оси. В разрезах, перпендикулярных к оптической оси, — ясный крест в сходящемся свете, часто с изохроматическими кольцами.

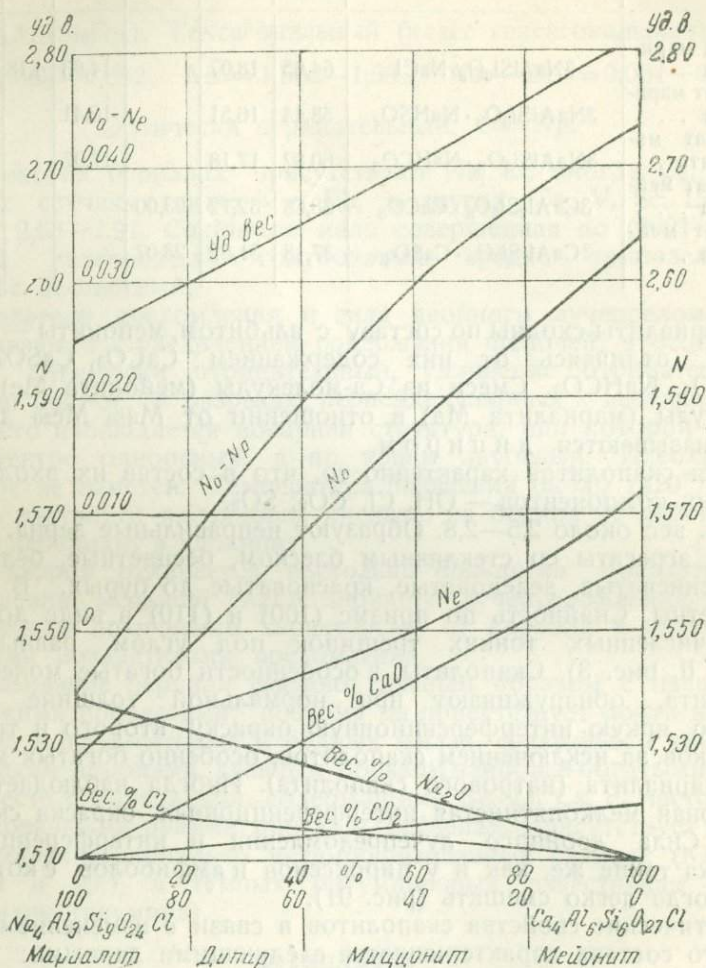


Рис. 91. Диаграмма оптических свойств скаполитов (по Винчеллу).

Наиболее характерно для скаполитов присутствие их в контактово-метаморфических известняках в парагенезе с гранатом, диопсидом, везувианом и другими минералами, содержащими окись кальция. Часто получаются также при высокотемпературных преобразованиях кислых и основных плагиоклазов в габбро, в гнейсах.

При выветривании скаполиты переходят в чешуйчатые агрегаты мусковита и плохо определяемые волокнистые и тонко-чешуйчатые агрегаты.

От сходных с ними плагиоклазов и кордиерита отличаются одноосностью, обычно большей силой двупреломления, также отсутствием полисинтетических двойников; от кварца — большей частью яркой интерференционной окраской, отрицательным оптическим характером и трещинами спайности; от апатита — силой двупреломления, меньшими показателями преломления, очертаниями.

АЛУНИТ

$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$. Гексагональный (дигригонально-скаленоэдрический).

$N_e = 1,592$; $N_o = 1,572$; $N_e - N_o = 0,020$ (Мишель-Леви и Лакруа);
 $N_e = 1,590$; $N_o = 1,580$; $N_e - N_o = 0,010$ (Кревелин).

Оптически положительный. $c = Ng$.

Уд. вес 2,58—2,75. Обычно встречается в виде агрегатов от тонко- до крупнозернистых. Форма кристаллов различна — от таблитчатых до псевдокубических. Спайность по одному направлению — (0001). Бесцветный. Слабая шагрeneвая поверхность. В нормальных шлифах интерференционная окраска достигает синего цвета второго порядка. Кристаллы обладают отрицательным характером удлинения.

Образуется в ряде случаев при воздействии сернистых гидротерм на полевые шпаты кислых и средних магматических пород (например риолиты, дациты, андезиты). Широко развит среди вторичных кварцитов, часто в парагенезе с серицитом, кварцем, диаспором, также иногда в гиббситовых бокситах с гиббситом и каолинитом.

В особенно большом количестве входит в состав алунитовых пород Заглика (Закавказье), также района Колорадо (США).

От иногда сходного мусковита отличается тем, что с трещинами спайности совпадает N_p .

ГРУППА РОМБООДРИЧЕСКИХ КАРБОНАТОВ

Группа ромбоэдрических карбонатов, имеющих большое петрогенетическое значение, представлена главным образом кальцитом, доломитом, магнезитом и сидеритом, к которым присоединяются имеющие меньшее значение родохрозит — $MnCO_3$ и смитсонит — $ZnCO_3$.

Все они кристаллизуются в тригональной сингонии, обладают весьма совершенной спайностью по ромбоэдру, оптически одноосны и отрицательны. При вращении разрезов, параллельных оптической оси, наблюдаются резкие смены проявлений шагрeneвой поверхности и рельефа, причем наиболее резко выражены

ный рельеф и наиболее резкая шагреневая поверхность проявляются для колебаний, происходящих по длинной диагонали ромбического сечения.

Сила двойного лучепреломления очень высокая, в результате чего получается белый цвет высшего порядка.

| Состав группы | Химическая формула | <i>No</i> | <i>Ne</i> | <i>No—Ne</i> |
|----------------|---|-------------|-------------|------------------|
| Кальцит . . . | CaCO_3 | 1,658 | 1,486 | 0,172 |
| Доломит . . . | $\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2$ | 1,680—1,716 | 1,500—1,526 | 0,180— —1,190 |
| Магнезит . . . | MgCO_3 | 1,700—1,726 | 1,509—1,527 | 0,191— —0,199 |
| Сидерит . . . | FeCO_3 | 1,830—1,875 | 1,596—1,633 | 0,234— —0,243 |

Кальцит. Оптически отрицательный. $c = Np$. Встречается обычно в зернах неправильной формы, образующих агрегаты от мелко- до крупнозернистых. Редко встречаются кристаллики, ограниченные плоскостями ромбоэдра (1011). Части органогенные структуры. Нередки оолиты и сферолиты.

Спайность весьма совершенная по (1011), плоскости спайности дают трещины, косо пересекающиеся друг с другом под углами около 75° (разрезы, перпендикулярные к спайности).

Обычны полисинтетические двойники по (0112); особенно часты в метаморфических известняках (табл. II, рис. 4) и вообще в зернистых агрегатах.

Шагреневая поверхность меняется от очень резко выраженной для лучей с *No* и до незаметной для лучей с *Ne*. Получается так называемое «мерцание» при вращении столика микроскопа с одним николем.

Благодаря высокому двупреломлению получается белая интерференционная окраска высшего порядка и часто видимые разноцветные искорки; яркие цвета одновременно могут наблюдаться по краям отдельных зерен кальцита.

В разрезах, перпендикулярных к оптической оси, в тонких шлифах видна хорошо выраженная фигура одноосного кристалла с черным крестом и немногочисленными цветными кольцами. Изредка может наблюдаться псевдодвуосная фигура.

Кальцит легко замещается кварцем с образованием кремней, роговиков, маршаллитов.

Главная область распространения — осадочные и метаморфические известняки; присутствует в самых разнообразных других осадочных, магматических и метаморфических породах. Часто в пустотах магматических пород совместно с цеолитами. Наряду с кварцем наиболее распространенный жильный минерал. Кальцит трудно отличим от доломита и магнезита.

Доломит (включая анкерит). Оптически отрицательный. $c = Np$. Зернистые агрегаты доломита часто субгедральные. Хорошо образованные ромбоэдры встречаются реже, образуя иногда «доломитовую муку»; ромбоэдры иногда обладают изогнутыми гранями.

Часты зонарные структуры. Спайность, шагреневая поверхность и рельеф, интерференционная окраска и фигура, как у кальцита.

В метаморфических доломитах часты полисинтетические двойники по (0221).

Доломит пользуется широким распространением в осадочных доломитах и известняках, в метаморфических доломитах, в жилах, также среди продуктов метасоматических замещений.

От кальцита отличается стремлением к образованию ромбоэдрических кристалликов, зонарной структурой и расположением двойниковых полосок параллельно короткой диагонали ромбоэдров.

Очень сходен с магнезитом, от которого отличается микрохимическими реакциями.

Температура диссоциации кальцита при давлении 1 ат равна 825—912°. Температура плавления кальцита при давлении 170 ат равна 1290°.

Диссоциация доломита начинается при $500^\circ \pm 15^\circ$ и заканчивается при 770°. При давлении 110 ат сперва диссоциирует только $MgCO_3$; при более высоких температурах $CaCO_3$ плавится. Этим можно объяснить переход при контактном метаморфизме доломита в агрегат периклаза (MgO), кальцита — в зернистый кальцит.

Магнезит. Оптически отрицательный. $c = Np$. Магнезит образует агрегаты неправильных и субгедральных зерен. Иногда агрегаты особенно тонкодисперсны с размером отдельных зерен всего около одного микрона. Исключительно редки хорошо образованные кристаллики. Микрокристаллические агрегаты часто имеют фарфоровидный характер.

Спайность, шагреневая поверхность и рельеф, интерференционная окраска и фигуры в сходящемся свете как у кальцита и доломита.

Двойники почти совершенно отсутствуют.

Магнезит образует иногда магнезитовые метаморфические крупнокристаллические породы (саткинские магнезиты, маньчжурские магнезиты), также тонкокристаллические до тонкодисперсных белые агрегаты в трещинах серпентинитов, как продукт их замещения (Южный Урал). Входит в состав листовников (Урал).

От кальцита и доломита оптическим методом трудно отличим; необходимо применение микрохимического анализа.

Сидерит. Оптически отрицательный. $c = Np$. Сидерит образует агрегаты разной крупности зерна; зерна то неправильной формы, то субгедральные. Иногда образует оолиты, сферолиты.

В некоторых случаях образует тонкодисперсные коллоидальные агрегаты (скрытокристаллические).

Сидерит в шлифе бесцветный или сероватый, слабо буроватый, в зависимости от степени выветривания.

Шагреновая поверхность резко выражена и при вращении столика микроскопа не исчезает, как и рельеф, что резко отличает сидерит от других ромбоэдрических карбонатов.

Спайность, интерференционная окраска и фигура в сходящемся свете такие же, как у кальцита и доломита.

Иногда наблюдаются полисинтетические двойники по (1012). Двойниковая плоскость располагается параллельно длинной диагонали ромбического сечения.

Сидерит широко распространен в осадочных отложениях. Образует самостоятельные месторождения железных руд, входит в состав сферосидеритов, оолитовых железных руд Англии и других мест в ассоциации с шамотитом. Иногда присутствует в бокситах, в пустотах базальтов, в составе цемента некоторых песчаников.

От других ромбоэдрических карбонатов отличается более высокими показателями преломления, выделением гидратов окиси железа по трещинам спайности и по краям зерен его.

АПАТИТ (рис. 92)

$(3\text{Ca}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_2$. Гексагональный (гексагонально-бипирамидальный).

$n_o = 1,632—1,667$; $n_e = 1,630—1,654$; $n_o - n_e = 0,001—0,005$.

Оптически отрицательный. $c = Np$, редко $c = Ng$.

С непостоянством содержания F, Cl и OH связано непостоянство оптических свойств. Уд. вес 3,10—3,23. Часто вытянут

в длину по вертикальной оси, образует столбчатые и игольчатые кристаллы; в других случаях более короткостолбчатый; нередко образует неправильные зерна. В кристаллических известняках и сланцах иногда образует зернистые агрегаты; встречается в виде радиально-лучистых агрегатов; в фосфорите образует корочки радиально-лучистого сложения и сферолиты. В шлифах можно наблюдать, помимо указанных форм, также мелкие микролиты его; в кристаллах и удлинённых зернах можно видеть

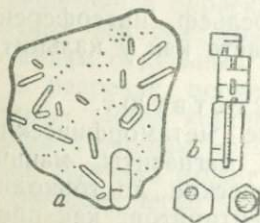


Рис. 92. Апатит.

разделение их поперечными трещинами на отдельные части, причем иногда эти части несколько смещаются одна по отношению к другой. Поперечные разрезы характерной шестиугольной

формы. На плоскостях спайности по (0001) наблюдается стеклянный блеск, на плоскостях излома — жирный. Апатит то бесцветный, то белый, зеленый, синий, красный, бурый; в шлифе обыкновенно совершенно бесцветный, прозрачный; иногда благодаря присутствию многочисленных включений бурый или серый; в излившихся породах апатит мутный и плеохроичный. Обладает довольно сильным рельефом и ясной шагреновой поверхностью. Угасание прямое. Так как минерал вытянут по вертикальной оси, характер удлинения его обычно отрицательный. В сходящемся свете соответствующие разрезы дают сильно размазанный черный крест. В некоторых случаях в поперечных разрезах наблюдается аномальное распадение поля на шесть сегментов, действующих на поляризованный свет. В породах почти всегда присутствует в совершенно свежем виде. От сходных везувиана, мелилита, геленита, турмалина отличается отсутствием окраски, значительным показателем преломления, слабым двойным лучепреломлением, легкой растворимостью в соляной кислоте; от цоизита — также несовершенной спайностью; от силлиманита и тремолита — оптическим характером удлинения, силой двойного лучепреломления; от циркона — меньшим показателем преломления и слабым двойным лучепреломлением; от зернистых полевых шпатов — резким рельефом и одноосностью; от нефелина — большим показателем преломления. Присутствует во многих магматических породах, иногда в особенно больших количествах (апатитовые породы Кольского полуострова), также в ряде метаморфических пород (в кристаллических сланцах). В породах осадочных присутствует главным образом в виде тонкозернистого агрегата (в фосфоритах) и в виде мелких совершенно свежих округлых зерен (в песках, песчаниках, глинистых сланцах).

КОЛЛОФАН

$3\text{Ca}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{Ca}(\text{CO}_3, \text{F}_2, \text{O}) \cdot x(\text{H}_2\text{O})$. Представляет собой скрытокристаллическую, тонкодисперсную смесь как апатита, так и продуктов перехода его в подолит (даллит).

Коллофан обычно массивный, иногда оолитовый или коллоидальный, встречается также зернами. Нередко сохраняет органогенное строение костей, раковин, моллюсков, брахиопод, остатков криноидей, мшанок, кораллов.

Окраска его от светло- до темнокоричневой, желтовато-коричневая, серая; в шлифе он бесцветный. Излом неправильный; спайность отсутствует. По показателю преломления близок к апатиту: $N = 1,57—1,62$. Оптически изотропный, иногда слабо поляризует. При выветривании в большей или меньшей степени замещается кальцитом или же даллитом. Играет основную роль в ряде фосфористых известняков, фосфоритов или фосфатных пород. Представляет собой главную составную часть фосфористых ископаемых костей, накапливаясь в них с течением времени, не нарушая их первичной структуры. В других случаях обра-

зуются за счет накопления фосфата, входящего в состав самих животных организмов, или же накапливается за счет последовательного метасоматоза. Как кластический минерал присутствует в костяных брекчиях.

Некоторые разновидности коллофана сходны с опалом, от которого отличаются большим показателем преломления. Иногда на коллофан похож оолитовый шамозит.

ЭВДИАЛИТ И ЭВКОЛИТ

$\text{Na}_{13}(\text{CaCl})(\text{Ca}, \text{Fe})_5(\text{Si}, \text{Zr})_{20}\text{O}_{52}$ (?) (эвдиалит) Гексагональные
 $\text{Na}_4(\text{CaCl})(\text{CeOH}, \text{Ca}, \text{Fe})_7(\text{Si}, \text{Zr})_{16}\text{O}_{41}$ (?) (эвколит) (дигригонально-скаленоэдрические).

Э в д и а л и т:

$n_o = 1,602 - 1,612$; $n_e = 1,604 - 1,614$; $n_e - n_o = 0,001 - 0,004$.

Оптически положительный.

Э в к о л и т:

$n_o = 1,621$, иногда $1,634 - 1,648$; $n_e = 1,618$;

$n_o - n_e = 0,001 - 0,010$.

Оптически отрицательный.

Эвдиалит и эвколит образуют изоморфный ряд с промежуточным членом, носящим название мезодиалита. Эвдиалит более богат натрием и оптически положительный, эвколит более богат кальцием и оптически отрицательный, мезодиалит оптически нейтрален.

Спайность по (0001) заметна даже в мелких зернах; по трещинам ее идут процессы преобразования минерала в катаплеит. Уд. вес: 2,91—2,93 у эвдиалита; 3,0—3,1 у эвколита.

Образуют короткопризматические или же таблитчатые, в некоторых случаях ромбоэдрические кристаллы, в других — округлые зерна.

Цвет красный различных оттенков, каштаново-бурый, в проходящем свете минералы почти бесцветные, желтоватые, красноватые. Часто зонарная и часовая структуры, блеск стеклянный.

Средние показатели преломления для минералов ряда эвдиалит — эвколит следующие:

| | | |
|----------------------|-------------|-------------|
| Эвдиалит | 1,594—1,599 | 1,592—1,614 |
| Мезодиалит | 1,601—1,608 | 1,601—1,603 |
| Эвколит | 1,609—1,620 | |

В некоторых случаях наблюдается аномальная двуосность с переменной величиной угла оптических осей до $2E = 50^\circ$.

Плеохроизм обычно в шлифе незаметный, абсорбция характерная — $N_o > N_e$. В эвколите Мадагаскара N_o карминово-красный, N_e бледножелтый, $N_o - N_p = 0,010$; в эвдиалите из фойайта Мадагаскара, наоборот, N_e карминово-красный, N_o красновато-желтый до бесцветного, $N_g - N_p = 0,002$. При высоких температурах переходит частью в катаплеит.

Эвдиалит входит в состав некоторых нефелиновых сиенитов, также пегматитов и жильных пород, с ними связанных. Эвколит встречается только в фойайтах. Оба встречены также в Норвегии, Гренландии, Арканзасе (США), на о. Мадагаскаре — в нефелиновых сиенитах и натровых гранитах.

Характерные особенности эвдиалита и эвколита — плеохроизм, слабое двупреломление, парагенез с натровыми минералами. Характерен парагенез: для эвдиалита — полевые шпаты, нефелин, эгирин, энigmatит, щелочные роговые обманки, ринолит, лампрофиллит; для эвколита — микроклин, нефелин, титанит, астрофиллит, щелочные роговые обманки, альбит, энigmatит.

ГРУППА ТУРМАЛИНА

Среди группы турмалина различают обычно три типа этого минерала: 1) шерл или железистый турмалин, 2) дравит или магнезиальный турмалин и 3) эльбаит или литиевый турмалин.

Рассматривая шлиф, часто трудно решить вопрос об отнесении данного турмалина к тому или иному типу.

Лодочников указывает на присутствие в серпентинитах минерала, сходного с турмалином, но отличающегося отсутствием в нем бора; он назвал его эй к о т у р м а л и н о м.

В химическом отношении все турмалины представляют собой боросиликаты.

Имеются непрерывные серии турмалинов — от шерла до дравита и от шерла до эльбаита; переходы между эльбаитом и дравитом отсутствуют.

Химический состав главных типов следующий:

дравит $H_8Na_2Mg_6B_6Al_{12}Si_{12}O_{62}$;

шерл $H_8Na_2Fe_6B_6Al_{12}Si_{12}O_{62}$;

эльбаит $H_8Na_2Li_3Al_3B_6Al_{12}Si_{12}O_{62}$.

Уд. вес 2,9—3,2. Хорошо образованные кристаллы обыкновенно призматические, то сильно удлиненные, то укороченные и толстые; иногда образует также веретеновидные или боченковидные формы; во многих случаях игольчатый и длинностолбчатый, реже встречается неправильными зернами. Удлиненные индивидуумы его иногда собираются в радиально-лучистые агрегаты. В горных породах обыкновенно почти черный, то с буроватым, то с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный, иногда с блеском смоляного камня. Без заметной спайности. В шлифе окрашен в коричневые, иногда синие, реже зеленые цвета, раз-

личных оттенков с резко выраженным плеохроизмом и весьма сильным поглощением обыкновенного луча ($N_o > N_e$); благодаря этому удлиненные разрезы его, стоящие своей длинной осью перпендикулярно к плоскости световых колебаний поляризатора, кажутся темными, что отличает турмалин от биотита; иногда окраска зонарная, изредка наблюдается пятнистая абсорбция. В редких случаях наблюдаются плеохроичные оболочки. Показатели преломления довольно велики, благодаря чему довольно резко проявляются рельеф и шагреневая поверхность; $N_o - N_e$ в хромсодержащих до 0,045. Интерференционная окраска его при нормальной толщине чаще всего второго порядка, вследствие плеохроизма — нечистая.

В зависимости от химического состава показатели преломления и сила двойного лучепреломления турмалинов изменяются следующим образом:

| | N_o | N_e | $N_o - N_e$ |
|---------|-------|-------|-------------|
| Дравит | 1,650 | 1,628 | 0,022 |
| Шерл | 1,668 | 1,639 | 0,029 |
| Эльбаит | 1,646 | 1,625 | 0,021 |

Угасание прямое. Оптически одноосные и отрицательные. Удлинение отрицательное. Обычно в свежем состоянии, иногда лишь переходит в серицит, биотит, в некоторых случаях в хлорит.

Изредка наблюдаются оптические аномалии в виде слабо выраженной двуосности, что связано с составом минерала (изоморфные смеси); в таком случае $2E$ достигает 10° . Распространен очень широко в кристаллических сланцах; часто встречается в магматических породах, преимущественно в пегматитах и вблизи них, в гнейсах, слюдяных сланцах и т. д., часто в контактах с магматическими породами; не особенно часто в гранитах, некоторых порфирах и других магматических породах, преимущественно в краевых зонах; изредка встречается в осадочных породах в виде окатанных зерен или идиоморфных кристалликов; нередко в высокотемпературных жилах, также в метаморфических известняках (дравит).

Внешняя форма, отсутствие спайности, характер плеохроизма, рельеф, высокая интерференционная окраска, неразрушаемость при действии кислот отличают турмалин от всех остальных минералов; если, что очень редко, он бесцветен (эльбаит), то от сходного апатита отличается силой двойного лучепреломления.

ГРУППА МЕЛИЛИТА

$m(\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7)$. $n(\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7)$. Тетрагональные.

$N_o = 1,632 - 1,669$; $N_e = 1,626 - 1,658$; $N_o - N_e = 0,002 - 0,012$.

Оптически отрицательные. $c = N_p$

Химический состав минералов группы мелилита сложный и непостоянный. Эти минералы представляют собой сложные изоморфные смеси.

Среди них различают типы:

Мелилит, представленный, согласно Шаллеру, изоморфной смесью следующих минералов: 1) сарколит — $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$; 2) окерманит — $\text{Mg}_4\text{Ca}_8\text{Si}_9\text{O}_{30}$; 3) веларденит — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$.

Геленит — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ с примесью небольших количеств FeO , MgO и Fe_2O_3 .

Мелилит встречается в виде хорошо образованных таблитчатых или призматических кристалликов с квадратными очертаниями. Спайность ясная по базопинакoidу (001). Шагреневая поверхность и рельеф резко выражены. Показатели преломления: $N_g = 1,632-1,634$, $N_p = 1,626-1,629$. Сила двупреломления незначительная: $N_g - N_p = 0,002-0,005$. Часто наблюдается аномальная берлино-синяя или серая интерференционная окраска.

Так как кристаллы мелилита часто таблитчатые, удлинение у них обычно положительное при отрицательном оптическом характере минерала.

Входит в состав главным образом щелочных излившихся пород, содержащих нефелин и лейцит, также встречается в мелилитовых базальтах (альноитах). Характерный парагенез его: авгит, оливин, нефелин, лейцит, перовскит. Присутствует в глубинных щелочных породах, носящих название ункомпагрит (Колорадо, США). Встречается также в шлаках.

Геленит образует неправильные зерна и почти кубические кристаллы. Спайность в них несовершенная по (001). Цвет серовато-зеленоватый до светлобурого, в шлифе он бесцветен. $N_o = 1,663-1,669$, $N_e = 1,658$; $N_g - N_p = 0,005-0,011$. Оптически отрицательный. Интерференционная окраска иногда супернормальная (синяя). Встречается почти исключительно в контактово-метаморфических известняках Тироля (Монцони, Предаццо), Баната, где он образует короткие призмы, иногда таблицы, также в районе Кайзерштуля в Германии в контакте гаюинофира с известняком, где он сопровождается гаюином, барит-биотитом, меланитом, авгитом, оливином или форстеритом, кальцитом. От сходного апатита отличается сингонией.

ВЕЗУВИАН

Упрощенная формула: $\text{HCa}_2\text{Al}(\text{SiO}_4)$. Тетрагональный.

$N_o = 1,705-1,723$; $N_e = 1,701-1,722$; $N_o - N_e = 0,001-0,005$.

Оптически отрицательный, иногда положительный.

$c = N_p$, иногда $c = N_g$.

Химический состав везувиана сложный; точной формулы состава пока нет. Fe частично замещает Al, Mg — Ca, F — OH; иногда присутствуют также B, Ti, Mn, Li. Уд. вес 3,35—3,47.

Образует призматические кристаллы и неправильные зерна в зернистых известняках и контактово-метаморфических породах, обычно вместе с гранатом, диопсидом, волластонитом, эпидотом и др. Окрашен преимущественно в бурые до светлозеленых цвета. В шлифе почти бесцветный до красноватого или синеватого; при более темной окраске заметен слабый плеохроизм. Резко выраженный рельеф и шагреневая поверхность. Наблюдается аномальная интерференционная окраска, желто-бурая и темная лазурно-синяя, буровато-сиреневая, иногда грязно-белая; лучше всего наблюдать ее при параллельных николях, особенно хорошо видны аномальные окраски.

Разрезы, параллельные (001), либо изотропны, либо, благодаря оптическим аномалиям, слабо действуют на поляризованный свет.

От сходного с ним геленита отличается большим показателем преломления и нерастворимостью в кислотах; от андалузита, эпидота и корунда — малой силой двойного лучепреломления; характерны также окраска, малая степень выветривания, парагенез.

Аномальный везувиан сходен с цоизитом и клиноцоизитом, часто с трудом отличим от них.

КОРУНД

Al_2O_3 . Гексагональный (дигригонально-скаленоэдрический).

$N_o = 1,769—1,774$; $N_e = 1,760—1,765$; $N_o - N_e = 0,008—0,009$.

Оптически отрицательный. $c = N_p$.

Уд. вес 3,95—4,10. Температура плавления 2010—2050°. Образует призматические или остропирамидальные формы, бочкообразные, иногда таблитчатые, в некоторых случаях неправильные зерна. Наблюдаются трещины отдельности по (10 $\bar{1}1$) и по (0001), обусловленные полисинтетическим двойниковым сложением. Следует иметь в виду, что благодаря своей твердости зерна корунда в шлифе часто несколько толще, чем зерна остальных минералов, присутствующих в шлифе. Спайность под микроскопом наблюдается лишь редко. Он то бесцветен, то окрашен в различные цвета: бурые, желтые, зеленые, синие (сапфир), красные (рубин); зеленая окраска обусловлена хромом, синяя — мельчайшими вростками ильменита; блеск алмазный до стеклянного. Часто зонарная структура. В шлифе часто бесцветен или же окрашен в тот или другой цвет и тогда плеохроичен; резкий рельеф и шагреневая поверхность. Интерференционная окраска тождественна с окраской кварца. Угасание прямое. Иногда наблюдаются слабо выраженные оптические аномалии.

Переходит в различные минералы, главным образом в мусковит, иногда шпинель, кианит, силлиманит и др. Как первичная составная часть присутствует иногда в богатых алюминием изверженных породах (гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах), в пегматитах, вторичных кварцитах, в кристаллических известняках, среди хлоритоидных пород; входит в состав наждака, образовавшегося из метаморфизованных бокситов. В магматических породах никогда не встречается вместе с первичным кварцем. Мелкокристаллический корунд присутствует в некоторых диаспоровых бокситах СССР.

ЦИРКОН

$ZrSiO_4$. Тетрагональный.

$n_e = 1,968-1,993$; $n_o = 1,924-1,931$; $n_e - n_o = 0,044-0,062$.

Оптически положительный. $c = Ng$.

Содержит 67% ZrO_2 , с небольшой примесью редких земель (TR), U, Th, Y, Nb, Ta и др., нередко до 1—4% окиси гафния (HfO_2); в наэгите до 7%, в алвите Крагера 16% HfO_2 ; в цирконе Виргинии и Северной Каролины 0,307—0,227% Th и 0,3—0,5 миллионных процента Ra. Иногда действует на фотографическую пластинку; радиоактивность его обуславливает наличие вокруг него плеохроичных оболочек (в биотите, хлорите, турмалине и др.).

Уд. вес 4,66—4,70. Температура плавления неизвестна. Чистая ZrO_2 плавится при 2585°.

В некоторых магматических породах образует довольно крупные кристаллы (нефелиновые сиениты), обыкновенно же присутствует в виде микроскопически малых кристалликов, ограниченных плоскостями (110), (100), (111) и (331), реже в виде длинных призмочек; в изверженных породах иногда в неправильных зернах, в осадочных и метаморфических — часто.

Спайность по (110) несовершенная, иногда в крупных кристаллах ясно заметная. В шлифе бесцветный рельеф и шагреневая поверхность чрезвычайно резкие; иногда слабо плеохроичный. Цвета третьего и четвертого порядков в разрезах, параллельных оптической оси, при нормальной толщине шлифа. В разрезах, параллельных пинакоиду, наблюдаются в сходящемся свете резко выраженный черный крест и изохроматические кольца. Угасание прямое, удлинение положительное. Иногда оптически аномален (оптически двуосен). При выветривании теряет силу двойного лучепреломления и переходит в почти изотропную массу, содержащую воду (малакон).

От сходного, почти тождественного с ним ксенотима отличается более высокими показателями преломления и меньшим показателем двупреломления; от торита — большей, от касситерита — меньшей силой двупреломления; от титанита — одноосностью и значительно меньшим двупреломлением; от рутила —

окраской, от апатита — силой двойного лучепреломления. Широко распространен в изверженных горных породах, преимущественно в сиенитах, нефелиновых сиенитах, гранитах, редко в габбро, перидотитах, тералитах. Чаше в глубинных породах, чем в излившихся, в виде включений в других минералах. Далее в метаморфических и осадочных породах. Иногда его много в песчаниках, в песках.

КСЕНОТИМ

YPO_4 . Тетрагональный.

$N_e = 1,816$; $N_o = 1,721$; $N_e - N_o = 0,095$.

Оптически положительный. $c = Ng$.

Содержит до 50—65% редких земель, среди них, кроме Y, также различные количества Er и Ce, также Th, Fe, U, Si и др., иногда со следами N, He. Минерал радиоактивный, содержит иногда до 0,90 миллионных процента Ra, до 3,89% Th.

Уд. вес 4,46—5,1. Спайность ясная по (110). Часто образует призматические кристаллы с плоскостями (111), (110), (100), иногда округлые зерна, изредка в параллельном сростании с цирконом. Двойники по (101).

Цвет бурый, иногда красный, красноватый, желтый, зеленоватый, серый, в шлифе бесцветный, буроватый, желтоватый; иногда плеохроичный: N_o — светлобуроватый, N_e — буровато-желтый.

Более крупные кристаллы встречаются в гранитных пегматитах, реже в нефелиново-сиенитовых пегматитах, иногда присутствует в гранитах, гнейсах и других породах; особенно часто вместе с монацитом, иногда и с цирконом.

От циркона отличается меньшими показателями преломления, меньшей твердостью и большей силой двупреломления; от касситерита — меньшим двупреломлением; от монацита — большим двупреломлением, одноосностью, прямым угасанием.

ЯРОЗИТ

$\text{KFes}''(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$. Гексагональный (дигтригонально-скеленоэдрический).

$N_o = 1,820$; $N_e = 1,715$; $N_o - N_e = 0,105$.

Оптически отрицательный. $c = Np$.

Изоморфен с алунином. Уд. вес 3,2. Кристаллы ромбоэдрические, по форме приближающиеся к кубу, обычно в виде волокнистых или зернистых агрегатов. Ясная спайность по (0001). Желтоватый, плеохроичный в желтых тонах. Шагреневая поверхность резко выражена. Интерференционная окраска очень высокая. Угасание прямое. Постепенно переходит в лимонит.

Встречается в рудных месторождениях в окисленной зоне, часто замещает алунит в метаморфизованных эффузивных породах и во вторичных кварцитах, редко в магматических породах как один из последних гидротермальных продуктов. От других железорудных сульфатов отличается содержанием калия.

ТОРИТ

ThSiO_4 . Тетрагональный.

$N \approx 1,8$; $N_e - N_o = 0,01$.

Оптически положительный. $c = Ng$.

Кристаллы сходны с кристаллами циркона. Ясная спайность по (110). Уд. вес 5,2—5,4. Дает гель только после обжига. Цвет оранжево-желтый, буровато-желтый, буровато-черный. Легко разрушается и переходит в изотропное вещество; редко сохраняется в неразрушенном состоянии. Одновременно с разрушением обогащается водой, при этом его удельный вес уменьшается до 4,4—4,8. Встречается редко, главным образом в сиенитах.

ОЛОВЯННЫЙ КАМЕНЬ (КАССИТЕРИТ)

SnO_2 . Тетрагональный.

$N_e = 2,080 - 2,100$; $N_o = 1,981 - 2,010$; $N_e - N_o = 0,097 - 0,107$.

Оптически положительный. $c = Ng$.

Содержит небольшие примеси Fe (иногда до 10% FeO), реже Mn, Si, Ti, Al, Ta, Nb, W, редких земель. Кристаллы часто пирамидальные, с гранями (111) или (101), также короткопризматические. Двойники по (101), коленчатые или сердцевидные. Очень часто в виде неправильных угловатых зерен, иногда округлых, изредка в виде радиально-лучистых агрегатов. Спайность ясная по призме (100), неясная по (110) и по (111). Уд. вес 6,8—7,1. Редко бесцветный, обычно коричневый до почти черного, с сильным алмазным блеском, частью жирным.

Под микроскопом бесцветный, желтоватый, коричневатый, до коричневого и красноватого, иногда с ясно заметной зонарной структурой. Плеохроизм в одних случаях слабый, в других довольно резко выраженный; N_o красный, коричневый, N_e бесцветный, зеленоватый, желтый. Оптические аномалии редки и слабо выражены. В отраженном свете серый.

Распространен в кислых магматических породах — грейзенах, грейзеновидных и турмалиновых гранитах, также в кислых гранитах, реже в близких к гранодиоритам, в кварцевых порфирах и микрогранитах, в пегматитовых и кварцевых жилах, связанных с гранитами. В контактово-метаморфических породах,

в частности в некоторых контактово-метаморфических известняках. Обычно сопровождается минералами, содержащими F и B, реже сульфидными рудами. Присутствует в россыпях, что имеет большое практическое значение; нахождение его в россыпи настоятельно требует поисков коренных пород, содержащих оловянный камень. От рутила отличается меньшим преломлением и меньшим двупреломлением (в то время как касситерит дает яркие цвета, рутил дает серовато-белый цвет высшего порядка), от титанита (сфена) — одноосностью и характером спайности, также меньшей силой двупреломления, от монацита своими очертаниями и гораздо более сильным двупреломлением (у монацита 0,055), от циркона — большим преломлением и двупреломлением, от ксенотима — большим преломлением при почти одинаковом двупреломлении. Как диагностический признак характерно присутствие коленчатых и сердцевидных двойников. К числу особенно важных химических реакций относится реакция с разбавленной серной кислотой и цинковой пластинкой; в результате касситерит покрывается тонкой корочкой металлического олова.

Сравнительная таблица

| Оптические свойства | Ксенотим | Монацит | Циркон | Сфен | Касситерит | Рутил |
|----------------------|----------|---------|--------|-------------|------------|-------|
| <i>Ng</i> | 1,815 | 1,845 | 1,968 | 2,054—1,979 | 2,095 | 2,903 |
| <i>Nm</i> | | 1,800 | | 1,931—1,894 | | |
| <i>Np</i> | 1,721 | 1,794 | 1,924 | 1,918—1,888 | 1,997 | 2,616 |
| <i>Ng—Np</i> | 0,094 | 0,051 | 0,044 | 0,082—0,135 | 0,098 | 0,287 |
| <i>2V</i> | 0° | 14° | 0° | 28°—50° | 8° | 0° |

АНАТАЗ (ОКТАЭДРИТ)

TiO₂. Тетрагональный.

No = 2,534—2,564; *Ne* = 2,489—2,297; *No* — *Ne* до 0,073 (Na).

Оптически отрицательный. *c* = *Np*.

Уд. вес 3,82—3,95. Чаще всего образует очень мелкие остропирамидальные кристаллики или неправильные зернышки. Спайность совершенная по (001) и (111), заметная в шлифе при достаточных размерах зерен. Анатаз желтый, индигово-синий, реже зеленоватый, слабо плеохроичный; в шлифе слабая окраска того же цвета, часто с заметным плеохроизмом. Показатели преломления очень большие, что обуславливает крайне сильную шагреновую поверхность при опущенном осветителе; интерференционные цвета четвертого порядка и выше. Иногда слабо оптически аномальный (слабо выраженная двуосность). Встречается

во всевозможных породах различного происхождения, образуясь часто при разрушении минералов, содержащих титан (например в гранитах, сиенитах, гнейсах, кварцитах, известняках, песках и др.). Анатаз устойчивее при более высоких температурах, чем брукит.

РУТИЛ (рис. 93)

TiO_2 . Тетрагональный.

$N_e = 2,903$; $N_o = 2,616$; $N_e - N_o = 0,287$.

Оптически положительный. $c = Ng$.

Содержит незначительную примесь окислов железа (1—3% Fe_2O_3). Уд. вес 4,2—4,3. Кристаллы его длиннопризматические, в других случаях игольчатые и даже волосовидные. Характерны колеччатые (a) и сердцевидные (b) двойники по (010), редко по (301) и скелетно-сетчатые формы (c) — с атенит; нередко полисинтетические двойники. Спайность ясная по (110) и (100). Цвет коричневый различных оттенков; в шлифе чаще всего окрашен в коричневый, желтоватый, реже в фиолетовый цвет; обладает плеохроизмом, не особенно резко выраженным; N_o желтый до коричневого, N_e коричнево-желтый до желто-зеленого. Показатели преломления чрезвычайно большие; интерференционная окраска белая высшего порядка; окраска самого минерала не изменяется. Иногда переходит при разрушении в лейкоксен, т. е. в мелкозернистый агрегат титанита, частью в ильменит. Особенно характерны для рутила цвет, очень высокий рельеф, большая сила двойного лучепреломления.

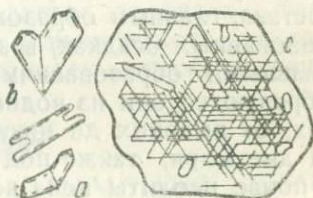


Рис. 93. Рутил.

Встречается как первичный минерал в изверженных породах (например, в гранитах, некоторых андезитах), часто в метаморфических (гнейсах, слюдяных сланцах, амфиболитах, филлитах, глинистых сланцах, иногда в эклогитах, в кристаллических известняках и др.). Широко распространен в глинистых и известковистых осадочных породах в виде округлых зерен, столбиков и хорошо ограненных кристалликов, но не иголочек. В качестве вторичного продукта образует иглы в биотите, также присутствует в рудных жилах с кварцем, кальцитом, топазом, пиритом и др.

Наиболее сходен с касситеритом и цирконом, от которых отличается между прочим окраской, значительно большими показателями преломления и силой двойного лучепреломления.

МИНЕРАЛЫ ДВУОСНЫЕ

ГРУППА ЦЕОЛИТОВ

Водные алюмосиликаты Na, Ca (и тогда по составу близки к плагиоклазам), реже K, Ba, Sr. Минералы этой группы тесно связаны друг с другом в отношении своего химического состава и условий образования, кристаллизуются в различных сингониях, представляя собой продукты разрушения. Особенно часто встречаются в изверженных породах как продукты изменения определенных первичных составных частей их, главным образом полевых шпатов, лейцита, нефелина и содалита.

Если исключить изверженные породы, в которых они встречаются как исключение в виде первичных образований, цеолиты пользуются широким распространением, встречаясь как вторичные образования в пустотах изверженных пород разнообразного состава, главным образом базальтов и габбро, в слабо метаморфизованных осадках, в зонах контакта, являясь здесь гидротермальными образованиями, как и в некоторых рудных жилах. Образуются они из водных растворов при различных температурах, от высоких до низких, иногда из горячих источников или на дне моря, также под фирном. Как продукт выветривания в почве цеолиты пока не обнаружены; установлено присутствие только цеолитовидных коллоидальных образований. Обычно встречаются вместе с кальцитом, пренитом, апофиллитом, датолитом и др. Чаще всего образуют пластинчатые и радиально-лучистые агрегаты, реже кристаллы пирамидальные, ромбодрические, октаэдрические. Все они характеризуются малым показателем преломления, меньшим, чем показатель преломления канадского бальзама (исключение составляет филлипсит с $N = 1,57$). Они бесцветны, обладают силой двойного лучепреломления, в большинстве случаев близкой к силе двойного лучепреломления кварца. При приготовлении шлифов следует иметь в виду, что цеолиты легко выделяют воду при нагревании, изменяя свои оптические свойства и делаясь мутными, что в свою очередь помогает отличить их от других сходных с ними минералов. В случае прибавления воды первичные свойства восстанавливаются. При действии кислот дают гель. Легкоплавки, большей частью со вспучиванием.

Анальцим

$\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Псевдокубический.

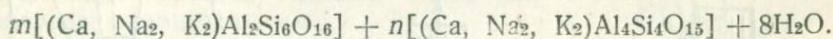
$N_g = 1,487$; $N_p = 1,486$; $N_g - N_p = 0,001$.

Часть Na замещается K. Уд. вес 2,22—2,23. Встречается иногда в виде прекрасно образованных кристаллов (211), также в виде плохо образованных кристаллов и агрегатов зерен, заполняющих пустоты; образует псевдоморфозы по лейциту, содалиту и нефелину; иногда видны трещины спайности по (001). От дру-

гих цеолитов отличается тем, что он изотропен и лишь в свободных кристаллах обнаруживает весьма слабое аномальное двойное лучепреломление, $N_g - N_p = 0,001$; небольшой угол оптических осей. При сильном нагревании анальцим делается мутным и уменьшает свой объем на 14,3%. Все минеральные кислоты выделяют из него гель. Обычно гидротермальный, образующийся часто при температурах ниже 100° .

Помимо пород, содержащих лейцит, содалит и нефелин, по которым он часто образует псевдоморфозы, присутствует иногда и в обыкновенных базальтах. Обычно сопровождается другими цеолитами и кальцитом. В некоторых магматических породах, как, например, в тешенитах, анальцимовых базальтах, входит в состав основной массы как позднемагматическое образование; первичный в анальцимовых базальтах Монтаны, своеобразных щелочных пород Турьего мыса, на Кольском полуострове и др. От содалита отличается полной бесцветностью и спайностью, от лейцита — меньшим показателем преломления, отсутствием включений, присутствием натрия, от опала — более высоким показателем преломления, от вулканического стекла — спайностью, а от стекла в основных породах — также меньшим показателем преломления.

Шабазит и гмелинит



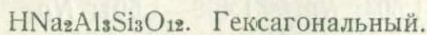
Псевдогексагональные.

Шабазит: $N_g = 1,480 - 1,490$; $N_p = 1,478 - 1,485$; $N_g - N_p = 0,002 - 0,005$.

Гмелинит: $N_g = 1,465 - 1,480$; $N_p = 1,464 - 1,479$; $N_g - N_p = 0,001 - 0,009$.

Оптический характер то положительный, то отрицательный. Уд. вес 2,04—2,18. Часто наблюдаются оптические аномалии, выражающиеся в том, что в сходящемся свете наблюдается небольшой угол оптических осей. Отличаются один от другого спайностью по (0001) и по призме (10 $\bar{1}$ 0) у гмелинита, по ромбоэдру (10 $\bar{1}$ 1) у шабазита. Чаще всего содержатся в пустотах базальтовых пород, иногда также в других изверженных породах, часто с филлипситом, и в кристаллических сланцах (гнейсах) и др.; шабазит присутствует иногда также в известняках, изредка в отложениях некоторых источников. От других цеолитов отличаются ромбоэдрической формой и слабым двупреломлением.

Гидронефелит



$N \approx 1,49$; $N_g - N_p = 0,012$.

Оптически положительный.

Спутанно-столбчатые, листоватые и листовато-зернистые агрегаты в псевдоморфозах по нефелину — в нефелиновых сиенитах и фonoлитах.

Натролит (рис. 94) и томсонит (рис. 95)

$\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} + 2\text{H}_2\text{O}$ (натролит). Ромбические.

$(\text{Ca}, \text{Na}_2)_2\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_4 + 5\text{H}_2\text{O}$ (томсонит).

Натролит: $N_g = 1,489$; $N_m = 1,479$; $N_p = 1,475$; $N_g - N_p = 0,013$; $2V \approx 58^\circ$; $a = N_p$; $b = N_m$; $c = N_g$.

Томсонит: $N_g = 1,518 - 1,545$; $N_m = 1,513 - 1,532$; $N_p = 1,511 - 1,530$; $N_g - N_p = 0,006 - 0,020$; $2V = 47 - 75^\circ$; $a = N_p$; $b = N_g$; $c = N_m$.

Оптически положительные.

Уд. вес 2,3—2,4. Обыкновенно в виде призматических кристаллов, радиально-лучистых и волокнистых, иногда плотных агрегатов; первый в некоторых случаях зернистый. В обоих

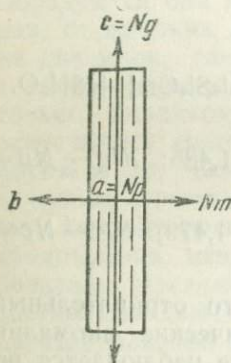


Рис. 94. Натролит.

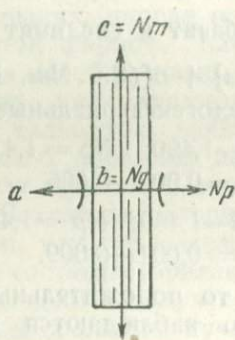


Рис. 95. Томсонит.

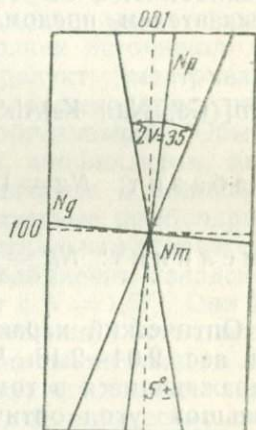


Рис. 96. Стильбит.

наблюдается прямое угасание. Оба дают гель с HCl; представляют собой продукты изменения нефелина, лейцита, минералов группы содалита и известково-натровых полевых шпатов; иногда встречаются в трещинах базальтов и других пород.

Стильбит (рис. 96)

$(\text{Na}_2 \text{Ca})\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} + 6\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$N_g = 1,500 - 1,504$; $N_m = 1,498 - 1,501$; $N_p = 1,493 - 1,494$;

$N_g - N_p = 0,006 - 0,011$.

Оптически отрицательный: $2E = 5153^\circ$; $2V = 35^\circ$.

$b = N_m$; $c : N_p \approx 3 - 18^\circ$.

Части радиально-лучистые и волокнистые агрегаты; иногда образует сноповидные агрегаты и сферолиты. Бесцветен. Спайность по (010) совершенная. Плоскость оптических осей (010). Угасание волнистое. Чаще всего в пустотах базальтов, иногда в гранитах, габбро, гнейсах и других породах. Выделяется из горячих источников. Обычный парагенез — кальцит, гейландит и другие цеолиты.

Сколецит (рис. 97)

$\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} + 3\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$Ng = 1,519$; $Nm = 1,519$; $Np = 1,512$; $Ng - Np = 0,007 - 0,008$.

Оптически отрицательный. $2V = 36 - 56^\circ$; $r < v$.

$c : Np = 15 - 18^\circ$ в остром углу β .

Образует радиально-лучистые и волокнистые агрегаты, иногда двойники по (100). Бесцветный. Спайность по призме (110) (угол $88^\circ 38'$) довольно совершенная. Плоскость оптических осей и острая биссектриса образуют угол $15 - 18^\circ$ с вертикальной осью c . Оптический характер главной зоны, как и минерала, отрицательный.

Присутствует в пустотах базальтов, в некоторых кристаллических сланцах (Альпы) и контактно измененных известняках. От натролита отличается косым угасанием и отрицательным удлинением, от томсонита, кроме того, меньшей силой двупреломления, от мезолита большей силой двойного лучепреломления, большим углом угасания и отрицательным удлинением.

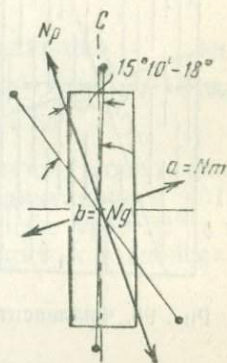


Рис. 97. Сколецит.

Филлисит (рис. 98)

$(\text{K}, \text{Ca})\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_4 + 4\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$Nm = 1,48 - 1,57$; $Ng - Np = 0,003 - 0,010$.

Оптически положительный. $2V = 65 - 81^\circ$; $r < v$.

$c : Ng \approx 20^\circ$ в остром углу β .

Часто образует радиально-лучистые агрегаты. Двойники по (100). Бесцветный. Плоскость оптических осей и тупая биссектриса перпендикулярны (010). Оптический характер главной зоны и минерала положительный. Чаще всего в друзах, в базальтах и др., также в красной глине и глубоководных отложениях, часто с шабазитом, реже с томсонитом, кальцитом, апофиллитом. Особенно характерно двойниковое сложение, иное и реже наблюдаемое, чем у гармотома.

Ломонтит (рис. 99)

$\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + 4\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$N_g = 1,525$; $N_m = 1,524$; $N_p = 1,513$; $N_g - N_p = 0,012$.

Оптически отрицательный. $2V = 52^\circ 24'$ (красный); $r < v$ ясная.

$b = Nm$; $c : Ng = 25-30^\circ$ в остром углу β .

Образует призматические кристаллы, сходные с кристаллами пироксена, сноповидные и радиально-лучистые агрегаты. Спайность весьма совершенная по (010) и (110). Плоскость опти-

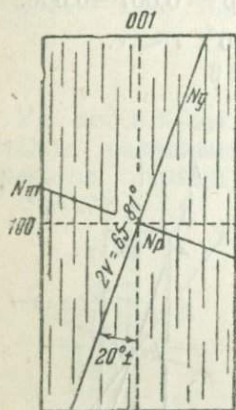


Рис. 98. Филлипсит.

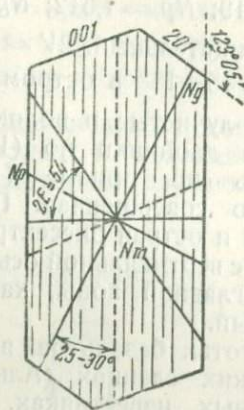


Рис. 99. Ломонтит.

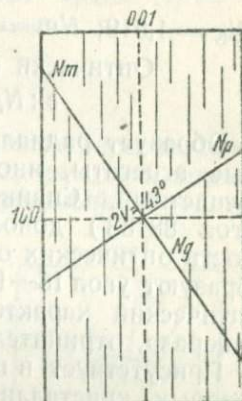


Рис. 100. Гармотом.

ческих осей (010). Оптический характер главной зоны положительный. Часто в базальтах, иногда и в других породах, например в сланцах.

Эпистильбит

$\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} + 5\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$N_g = 1,512$; $N_m = 1,510$; $N_p = 1,502$; $N_g - N_p = 0,010$.

Оптический характер отрицательный. $2V = 44^\circ$.

$c : Ng \approx 10^\circ$ в остром углу β .

Встречается в виде призматических кристаллов, радиально-лучистых и зернистых агрегатов. Спайность совершенная по (010). Плоскость оптических осей (010). Удлинение положительное. Встречается вместе со стильбитом и другими цеолитами в пустотах горных пород. От стильбита и мезолита отличается характером удлинения; обладает меньшим угасанием, чем филлипсит.

Гейландит

$\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} + 5\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$N_g = 1,505$; $N_m = 1,499$; $N_p = 1,498$; $N_g - N_p = 0,007$.

Оптически положительный. $2V = 0-48^\circ$.

$b = N_g$; $c : N_m = -6^\circ$.

Обычно встречается в виде кристаллов пластинчатой по (010) формы. Спайность совершенная по (010). Плоскость оптических осей и острая биссектриса почти параллельны (001), и часто довольно резко выражена перекрещенная дисперсия. Оптические свойства изменяются с изменением температуры. Встречается главным образом в пустотах базальтов, также в сланцах. От сходных эпистильбита, морденита и брюстерита отличается оптической ориентировкой.

Брюстерит

$(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca})\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} + 5\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$N_g = 1,523$; $N_m = 1,512$; $N_p = 1,510$; $N_g - N_p = 0,013$.

Оптически положительный. $2V = 65^\circ$.

Кристаллы обычно призматические. Спайность совершенная по (010). Плоскость оптических осей перпендикулярна к (010). Острая биссектриса образует с вертикальной осью угол 22° в тупом углу β . Встречается в базальтах, с кальцитом в гнейсах и сланцах и др.

Гармотом (рис. 100)

$(\text{Ba}, \text{K}_2)\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{14} + 5\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$N_g = 1,508$; $N_m = 1,505$; $N_p = 1,503$; $N_g - N_p = 0,005$.

Оптически положительный. $2V = 43^\circ$.

Уд. вес 2,44—2,50. Кристаллы сходны с кристаллами филлипсита, удлинены по оси с. Иногда крестовидные двойники. Спайность ясная по (010). Бесцветный. Плоскость оптических осей и острая биссектриса перпендикулярны к (010). Угол между тупой биссектрисой и вертикальной осью 62° . Встречается в пустотах базальтов и др., также иногда в свинцово-цинковых жилах. От сходного филлипсита отличается оптической ориентировкой.

ДИДИМОЛИТ

$\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{29}$. Моноклинный.

$N_m = 1,501$; $N_g - N_p = 0,015$.

Оптически отрицательный. $2V = 78-87^\circ 30'$.

$c : N_p = 40^\circ$.

Уд. вес 2,71. Двойники по (110). Спайность по (010), (110) и (011). В штуфе серый, в шлифе бесцветный. Плоскость оптических осей (010). Растворим только в плавиковой кислоте. Найден в контакте известняков с нефелиновыми сиенитами (р. Татарка в Енисейском крае).

ГИПС (рис. 101)

$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Моноклинный.

$N_g = 1,529$; $N_m = 1,522$; $N_p = 1,520$; $N_g - N_p = 0,009$.

Оптически положительный. $2V \approx 58^\circ$.

$b = Nm$; $c : Np = +37^\circ 28'$.

Уд. вес 2,32. Образует кристаллы, зернистые и волокнистые агрегаты. Спайность весьма совершенная по (010), менее совершенная по (100) и по (111). В шлифе ясно видны трещины по (010). Иногда заметны трещинки и по другим направлениям. В шлифе бесцветен, реже окрашен присутствующими органическими веществами, окислами железа и т. д.

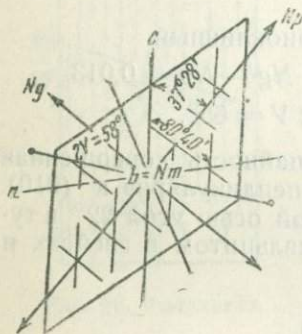


Рис. 101. Гипс.

Наблюдается слабая отрицательная шагрeneвая поверхность. Интерференционная окраска такая же, как у кварца. Плоскость оптических осей (010); угасание в разрезах, перпендикулярных к наилучшей спайности по (010), прямое. Угол оптических осей непостоянный, часто $2V$ близок к 58° , $2E - 95^\circ$. При температуре 20° (001): $N_g = 52^\circ 32'$. При 91° $2V = 0^\circ$. При большей температуре плоскость оптических осей перпендикулярна к (010). Образует

иногда самостоятельные горные породы, часто в связи с каменной солью, известняками, глинами и др. В изверженных породах редкая вторичная составная часть. Теряет иногда воду и переходит в ангидрит или же восстанавливается до серы. От ангидрита отличается меньшими показателями преломления и меньшей силой двойного лучепреломления.

УССИНГИТ

$\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{NaOH}$. Триклинный.

$N_g = 1,545$; $N_m = 1,508$; $N_p = 1,504$; $N_g - N_p = 0,042$.

Оптически положительный. $2V = 35-39^\circ$.

Уд. вес 2,46. Спайность ясная по (001). Образует зернистые массы розово-фиолетового цвета; в шлифе бесцветен. Образует линзы до 1,5 м в поперечнике в фойяитовых пегматитах Лово-

зерских тундр, в пегматитах содалитовых сиенитов. Уссингит — вторичный минерал, образующийся при разрушении содалита (гакманита), вероятно, под влиянием горячих вод, богатых натрием и кремнекислотой, в начале гидротермальной фазы.

ГРУППА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

| Название | Химическая формула | <i>Ng</i> | <i>Nm</i> | <i>Np</i> |
|----------------------|--|-------------|-------------|-------------|
| Ортоклаз | (K, Na) AlSi ₃ O ₈ | 1,526 | 1,524 | 1,519 |
| Сангидин | (K, Na) AlSi ₃ O ₈ | 1,524—1,526 | 1,523—1,525 | 1,517—1,520 |
| Микроклин | (K, Na) AlSi ₃ O ₈ | 1,525—1,531 | 1,525—1,526 | 1,516—1,522 |
| Анортоклаз | (Na, K) AlSi ₃ O ₈ | 1,527—1,549 | 1,526—1,549 | 1,522—1,536 |
| Плагио- { Альбит | NaAlSi ₃ O ₈ | 1,536—1,541 | 1,529—1,536 | 1,525—1,532 |
| клязы { Анортит | CaAl ₂ Si ₂ O ₈ | 1,582—1,588 | 1,577—1,583 | 1,571—1,575 |
| Цельзиан | BaAl ₂ Si ₂ O ₈ | 1,594 | 1,589 | 1,583 |
| Гиалофан | Ba—K плагиоклаз | 1,534—1,547 | | 1,529—1,542 |

Полевые шпаты образуют очень важную группу минералов, отдельные члены которой представляют собой алюмосиликаты калия, натрия, кальция, реже бария; эти алюмосиликаты могут смешиваться друг с другом в различных отношениях, образуя изоморфные смеси (твердые растворы). Полевые шпаты кристаллизуются в формах частью моноклинной, частью триклинной сингонии. Различие величины углов между равнозначными или соответствующими гранями у всех членов колеблется в пределах немногих градусов. Все члены обладают совершенной спайностью по второму пинакоиду (010) *M* и по третьему пинакоиду (001) *P* с прямым углом между этими плоскостями у моноклинных (псевдомоноклинных) и углом 87—88° у триклинных. Твердость их всех 6, уд. вес колеблется между 2,54 и 3,84.

Огромное большинство полевых шпатов, входящих в состав горных пород, представлено тремя основными типами, которые в виде минералов (упрощенных молекул) изображаются обычно следующим образом:

1. KAlSi₃O₈ ортоклаз Or, or; уд. вес 2,54; SiO₂ 64,7%;
2. NaAlSi₃O₈ альбит Ab, ab; уд. вес 2,61; SiO₂ 68,8%;
3. CaAl₂Si₂O₈ анортит An, an; уд. вес 2,765; SiO₂ 43,2%.

К этим миналам присоединяются миналы также бариевого полевого шпата:

4. BaAl₂Si₂O₈ цельзиан Sp; уд. вес 3,84; SiO₂ 32,0%.

Последний самостоятельно встречается очень редко; играет совершенно второстепенную роль; встречается также в виде примеси к другим полевым шпатам.

Пределы смешиваемости трех первых типов или миналов полевых шпатов зависит от температурных условий и изображены на диаграмме ортоклаз — альбит — анортит (рис. 102).

Как видно из диаграммы, полная смешиваемость существует между двумя типами полевых шпатов — между альбитом и анортитом, к которым до известных пределов могут присоединяться также миналы ортоклаза (белое поле внизу диаграммы). Между альбитом и ортоклазом смешиваемость только ограниченная при всех температурах — белые поля в левом углу и вверху треугольника. Заштрихованное поле в правой части диаграммы соответствует полному отсутствию смешиваемости при любых температурах.

Имеются основания считать, что все полевые шпаты кристаллизуются в триклинной сингонии; моноклинные различия их представляют собой в действительности псевдомоноклинные формы, обусловленные субмикроскопическим полисинтетическим

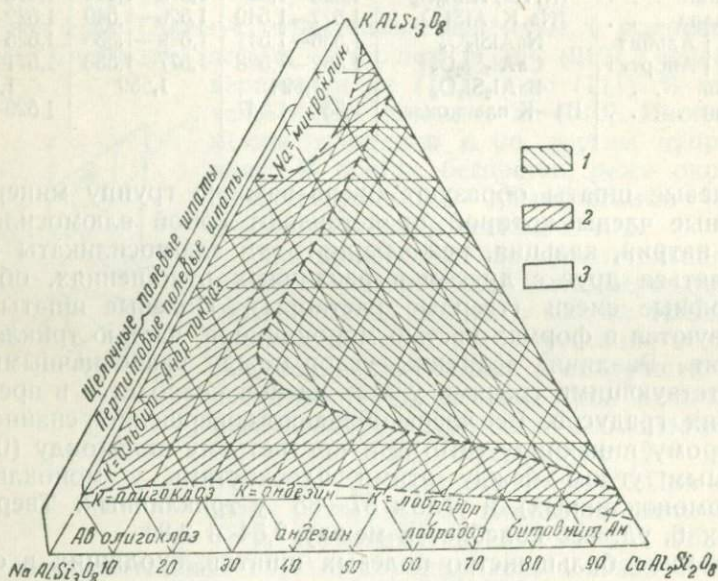


Рис. 102. Диаграмма смешиваемости полевых шпатов.

1 — полное отсутствие смешиваемости; 2 — частичная (при высоких температурах) смешиваемость; 3 — полная смешиваемость.

сложением триклинного полевого шпата. Температура плавления известково-натровых полевых шпатов колеблется, в зависимости от состава их, от 1120° (альбит) до 1550° (анортит), калиевые — плавятся инконгруэнтно при 1170° с образованием кислого расплава (богатого кремнекислотой), с выделением лейцита, плавящегося в свою очередь при 1860° . Преобразование идет по формуле $KAlSi_3O_8 \rightleftharpoons KAlSi_2O_6 + SiO_2$. Присутствие воды при большом давлении понижает температуру плавления в значительной степени.

Полевые шпаты играют в высшей степени важную роль в составе земной коры, являясь главными составными частями боль-

шинства магматических и метаморфических пород, присутствуют в некоторых осадочных породах, исключение составляют бариевые полевые шпаты, которые очень редко встречаются в горных породах, чаще образуя изоморфные смеси с другими полевыми шпатами. Среди полевых шпатов, образующих друг с другом изоморфные смеси или твердые растворы, имеются две главные, особенно широко распространенные в земной коре группы, отличающиеся друг от друга своими химическими кристаллографическими и оптическими особенностями. Эти группы следующие:

1. Калиево-натровые (щелочные) полевые шпаты, состоящие из изоморфной смеси миналов ортоклаза (ог) и альбита (аб). Угол между плоскостями спайности по (001) и (010) в моноклином ортоклазе 90° (табл. III, рис. 1), в триклинном микроклине отличается от прямого примерно на $20'$.

2. Известково-натровые полевые шпаты (плаггиоклазы), представляющие собой изоморфные смеси альбита (аб) и анортита (ан). Все члены этой серии триклинные. Углы между плоскостями спайности в них $86^\circ 30' \pm 20'$.

3. Бариево-калиевые полевые шпаты.

Калиево-натровые полевые шпаты — псевдомоноклинный ортоклаз и триклинный микроклин — обладают одним и тем же составом. Кроме главного минала $KAlSi_3O_8$ с содержанием 64,7% SiO_2 , 18,4% Al_2O_3 и 16,9% K_2O , калиево-натровые полевые шпаты содержат небольшие примеси альбита $NaAlSi_3O_8$ и связанного с последним анортита $CaAl_2Si_2O_8$, частью в виде изоморфной, частью в виде механической смеси. Моноклинные щелочные полевые шпаты, содержащие свыше 70% молекул альбита, носят название натровых ортоклазов. Полевые шпаты, содержащие миналы микроклина (ортоклаза) и альбита, образуют серию смешанных кристаллов, известных под названием анортклазов. В зависимости от преобладающего в них минала (микроклина, либо альбита) мы имеем в первом случае натровые микроклины, во втором — калиевые альбиты.

Хотя ряд изоморфных смешанных кристаллов щелочных полевых шпатов представлен по внешнему виду гомогенными формами, в действительности они состоят из механической смеси двух минералов — ортоклаза и альбита. Когда преобладающий микроклин (ортоклаз) прорастает альбитом, такого рода прорастания носят название пертита, при прорастании альбита микроклином — антипертита.

Распространение полевых шпатов чрезвычайно широко.

Известково-натровые и калиево-натровые полевые шпаты входят в состав очень многих изверженных пород как главные составные части, часто присутствуют в метаморфических породах и нередко, хотя и в небольшом количестве, в осадочных. Калиево-натровые полевые шпаты являются одной из главных составных частей гранитов и сиенитов, также кварцевых порфи-

ров, липаритов, трахитов и др.; в метаморфических породах чаще присутствует микроклин. Еще чаще, чем калиево-натровые полевые шпаты, в изверженных породах присутствуют плагиоклазы, которые отсутствуют лишь в немногих из них. Реже, чем калиевые, они присутствуют в метаморфических породах; из плагиоклазов чаще встречаются более богатые натрием (более кислые) в кислых породах, основные — в основных. В осадочных породах присутствуют в особенно больших количествах в аркозовых песчаниках и серых вакках.

Очень широко распространенные калиево-натровые полевые шпаты характеризуются довольно постоянным развитием определенных плоскостей (001) и (010), также (110), а в триклинных (110) и ($\bar{1}\bar{1}0$). Форма кристаллов, в зависимости от преобладающего развития тех или других плоскостей, разнообразна. Кристаллы ортоклаза часто обладают таблитчатой формой, благодаря развитию плоскости (010) (рис. 103). В других случаях в них одновременно сильно развиваются плоскости (010) и

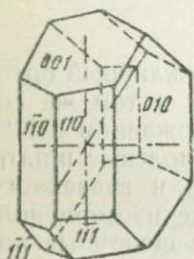


Рис. 103. Таблитчатый кристалл ортоклаза.

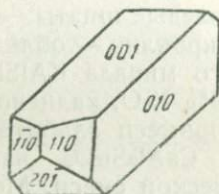


Рис. 104. Столбчатый кристалл ортоклаза.

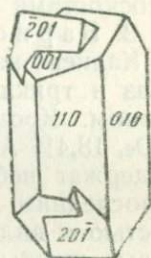


Рис. 105. Карлсбадский закон.

(001), в результате чего кристаллы вытянуты по оси *a* и имеют столбчатую форму (рис. 104). В кристаллах санидина часто особенно сильно развиты плоскости (010), придающие им тонкотаблитчатые очертания, одновременно также плоскости (001) и (201). Наоборот, в кристаллах адуляра, образующегося из водных растворов, грань (010) почти совершенно не развивается; они чаще всего призматические по вертикальной оси *c*. Точно так же кристаллы анортоклаза обычно отличаются развитием вертикальной призмы (110) и одновременно плоскостей (201), в результате чего получаются в изломе как бы ромбические очертания кристаллов его.

Нередко наблюдаются двойники, чаще всего по следующим законам: 1) по карлсбадскому закону: двойниковая ось — вертикальная (третья) ось *c*, плоскость двойникового срастания (010); два кристалла врастают друг в друга; так как одно из направлений спайности идет по плоскости (001), а в карлсбадском двойнике плоскости (001) повернуты в про-

тивоположные стороны, то в поперечном изломе таких двойников можно наблюдать простым глазом при известном наклоне одной из плоскостей (001) отблеск от нее, между тем как другая половина двойника не дает отблеска (рис. 105) (табл. III, рис. 2); 2) по бавенскому закону: двойниковая плоскость (021), она же и плоскость двойникового срастания; такие двойники встречаются значительно реже карлсбадских; в этих двойниках разнозначные плоскости (001) и (010) почти взаимно параллельны, и кристалл имеет форму, близкую к форме квадратной призмы, удлинённой по оси *a*; 3) по манебахскому закону: двойниковая плоскость (001) *P*; двойники по этому закону особенно редки.

Спайность в калиево-натровых полевых шпатах весьма совершенная по (001) *P* и несколько менее совершенная по (010) *M*, плоскости спайности образуют друг с другом прямой угол в ортоклазе и $89^{\circ}30'$ — $89^{\circ}45'$ в микроклине.

При высокой температуре в изверженных породах развиваются плоскости (201), в пегматитах, следовательно при более низких температурах, вместо (201) развиваются грани (101), при еще более низкой температуре (в альпийских трещинах, рудных жилах, осадочных породах) уменьшается развитие сперва (010), затем и (001). Точно так же карлсбадские двойники при более низких температурах становятся более редкими; при более низкой температуре бавенские чаще, чем при более высокой; при низкой температуре кристаллы без двойникового сложения.

Ортоклаз (табл. III, рис. 1 и 2)

$(K, Na)AlSi_3O_8$. Моноклинный.

$$Ng = 1,526; Nm = 1,522; Np = 1,519; Ng - Np = 0,007.$$

Оптически отрицательный, редко положительный.

$$2V = 69-72^{\circ}; b = Ng; a : Np = +5^{\circ} - +12^{\circ}; c : Nm = \\ = \text{от } -14^{\circ} \text{ до } -21^{\circ}.$$

Очертания ортоклаза в некоторых случаях ясно кристаллографические (в порфириновых породах), таблитчатые по (010) или удлинённые по *a*, с преобладающими (010) и (001), чаще неправильные; иногда встречается в виде неправильных или округлых зерен; размеры разнообразны: от мелких микролитов, почти неразличимых при самых сильных увеличениях, до крупных индивидуумов, диаметром в несколько метров. В шлифе спайность обнаруживается в виде тонких трещинок, идущих либо по одному направлению, либо по двум взаимно перпендикулярным. Спайность лучше выражена по (001), несколько хуже по (010).

Благодаря присутствию продуктов выветривания ортоклаз в шлифе обычно мутноватый, иногда мало прозрачный, и в от-

личие от сероватого в таком случае плагиоклаза характеризуется очень слабо выраженным красноватым или буроватым оттенком; в ряде случаев он также почти совершенно лишен продуктов выветривания и тогда водянопрозрачный.

Стекловидная разновидность калиево-натрового полевого шпата — адуляр (в друзьях некоторых кристаллических сланцев) — вполне водянопрозрачна.

Для ортоклаза характерно, что показатели преломления и сила двойникового лучепреломления его меньше, чем у кварца.

Благодаря малым показателям преломления наблюдается очень слабая шагреневая поверхность и, при опущенном осветителе, как бы сероватая окраска, заметная в особенности при сравнении с кварцем. Заметна слабая линия Бекке на границе между ортоклазом и канадским бальзамом, передвигающаяся при поднятии тубуса в канадский бальзам.

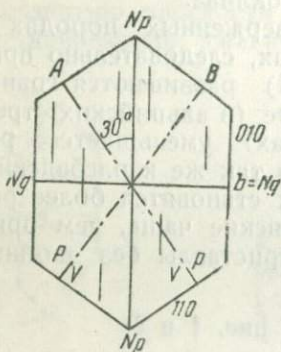


Рис. 106. Ортоклаз.

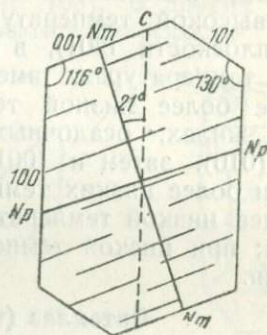


Рис. 107. Ортоклаз. Разрез в плоскости (010).

Интерференционная окраска несколько ниже кварца и обыкновенно серовато-белая. В санидине $Ng = Np$ иногда понижается до 0,003.

Направление угасания в разрезах, параллельных (001), параллельно трещинам спайности по (010) (прямое) (рис. 106); в разрезах, параллельных (010), образует с трещинами спайности по (001) угол, равный 5° (рис. 107) и до 12° в зависимости от содержания Na_2O .

Плоскость оптических осей располагается в ортоклазе и в адуляре в плоскости, перпендикулярной к (010), и образует с пинакоидом (001) угол $+5^\circ$ (дисперсия горизонтальная); $r > v$; оптический характер в большинстве случаев отрицательный; изредка ортоклаз положительный (из ортоклаза); в адуляре $2V$ равен $\pm 70^\circ$. Показатели преломления ортоклаза, сила двойного лучепреломления и угол оптических осей не вполне постоянны и зависят от отношения $Og : Ab : An$ в нем.

Присутствие двойников узнается по тому, что все зерно угасает в простом кристалле сразу на всем его протяжении, в двойнике половина угасает, между тем как другая остается светлой, и наоборот.

Оптическая ориентировка в карлсбадских двойниках видна на рис. 108, в бавенских двойниках — на рис. 109.

При повышении температуры угол оптических осей в ортоклазе уменьшается, пока плоскость оптических осей остается

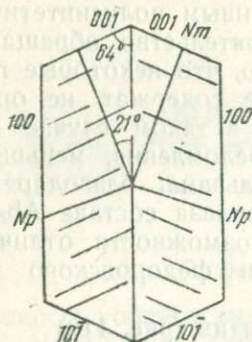


Рис. 108. Ортоклаз.
Карлсбадский
двойник.

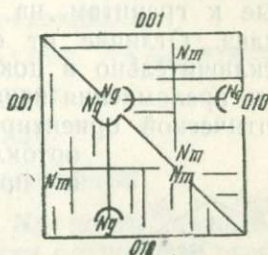


Рис. 109. Ортоклаз.
Бавенский двойник.

перпендикулярной к (010). При нагревании адуляра, обычно образующегося из водных растворов, угол оптических осей становится равным 0° при температуре $600-800^\circ$, затем оси расходятся в плоскости (010) перпендикулярно к первоначальному положению. При 900° (Мервин, 1911) адуляр переходит в санидин. До 600° реакция обратимая; при охлаждении адуляр приобретает первоначальные свойства; при более высокой температуре сохраняются свойства, приобретенные при высокой температуре.

Продуктами разрушения часто является неразложимая под микроскопом муть из тончайших чешуек каолинита и неопознаваемых под микроскопом «глинистых» частиц; процесс такого изменения ортоклаза Левинсон-Лессинг назвал процессом «пелитизации». Серицит и мусковит, как продукты разрушения калиевых полевых шпатов, в отличие от плагиоклазов, присутствуют лишь в очень малом количестве и сравнительно редко.

Ортоклаз легко смешать с кварцем в том случае, когда он водянопрозрачен; отличается меньшим показателем преломления и сероватой окраской при несколько опущенном конденсаторе или зажатой диафрагме; кроме того, калиевые полевые шпаты всегда обладают меньшим показателем преломления, чем канадский бальзам. Особенно легко смешать с кварцем водянопрозрачный адуляр.

От нефелина ортоклаз отличается двуосностью, несколько бльшим показателем преломления, а также тем, что продукты разрушения в калиевом полевоом шпате часто слабо буроватые, в нефелине сероватые; отличаются также и формой зерен в том случае, когда нефелин или ортоклаз обнаруживает хотя бы следы кристаллографических очертаний. От сходного кордиерита ортоклаз отличается несколько меньшим показателем преломления, меньшей силой двойникового лучепреломления и продуктами разрушения (см. Кордиерит). Легко смешать ортоклаз также с олигоклазом, лишенным полисинтетического двойникового сложения. На это обстоятельство обращает внимание Лодочников, указывающий на то, что некоторые породы, относимые к гранитам, на самом деле содержат не ортоклаз, а олигоклаз. Отличие от олигоклаза в таком случае состоит почти исключительно в показателе преломления, меньшем, чем показатель преломления канадского бальзама; благодаря одинаковой оптической ориентировке олигоклаза состава $Ab_{80}An_{20}$ и ортоклаза нет возможности отличить их и при помощи федоровского метода.

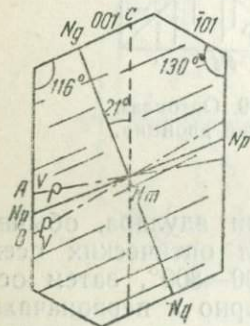


Рис. 110. Санидин. Разрез в плоскости (010).

Санидин (рис. 110)

$(K, Na)AlSi_3O_8$. Моноклинный.

$$Ng = 1,524—1,526; Nm = 1,523—1,525;$$

$$Np = 1,517—1,520; Ng - Np = 0,007.$$

Оптическая ориентировка непостоянная:

- 1) о. о. (010); $b = Nm$; $a : Np = +5^\circ$,
- 2) о. о. \perp (010); $b = Ng$; $a : Np = +5^\circ$.

Оптически отрицательный.

Водянопрозрачный, стекловидный, без продуктов выветривания; трещины спайности в нем иногда почти незаметны (табл. III, рис. 3). Угол оптических осей обычно очень мал; иногда санидин почти одноосный; в некоторых случаях наблюдается иное положение плоскости оптических осей, чем у ортоклаза; сравнительно низкая интерференционная окраска, серая и серовато-белая первого порядка. Остальные свойства аналогичны свойствам ортоклаза. Для санидина характерно также то, что он входит в состав излившихся пород, особенно часто в состав липаритов, трахитов и соответствующих им вулканических туфов; нередко встречается в полуглубинных породах.

Санидин, часто встречающийся в новейших излившихся породах, в виде прекрасно образованных кристаллов (фенокристов), обычно содержит некоторое количество натрового алюмосиликата состава $NaAlSi_3O_8$, изоморфно примешанного к нему.

В связи с этим считают, что при высокой температуре $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ кристаллизуется в моноклинной сингонии и благодаря этому может образовывать твердые растворы с моноклинным санидином. Этот гипотетический моноклинный силикат, по составу тождественный с триклинным альбитом, был назван *барбьеритом*. Тип того же силиката $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, который образует изоморфные смеси с калиевым полевым шпатом при образовании псевдомоноклинного анортклаза, был назван *анальбитом* (Винчелл, 1925).

Микроклин

$(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$. Триклинный.

$$N_g = 1,525—1,530; N_m = 1,522—1,526; N_p = 1,518—1,522;$$

$$N_g - N_p = 0,007.$$

$$2V = 77 - 84^\circ.$$

Оптически отрицательный.

Плоскость оптических осей и N_g почти перпендикулярны к (010). Угол между следом плоскости оптических осей и углом (001) : (010) = $+5^\circ$.

Микроклин в шлифе отличается от сходного ортоклаза, да и то не всегда, лишь между скрещенными николями. На плоскостях спайности по (001) P угасание, равное $15—20^\circ$ по отношению к трещинам спайности по (010); угасание на плоскости (010), как и у ортоклаза, между следом плоскости оптических осей и трещинами спайности по (001) равно 5° . Интерференционная окраска при нормальной толщине шлифа серовато-белая и белая первого порядка.

Наиболее характерным отличием микроклина от ортоклаза и других полевых шпатов является его обыкновенно резко выраженная решетчатая структура, обусловленная тем, что все зерно микроклина состоит из громадного количества веретеновидных тонких волокон, неодновременно угасающих и пересекающихся по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Решетчатая структура особенно резко выступает в разрезах, параллельных (001). В разрезах, проведенных параллельно (010), наблюдается волокнистая структура без решетки. Появление решетчатой структуры обусловлено полисинтетическим сложением микроклина по альбитовому закону [двойниковая плоскость — плоскость (010) M , двойниковая ось — линия, к ней перпендикулярная] и одновременно по периклиновому закону (двойниковая ось — кристаллографическая ось b) (табл. III, рис. 4). В некоторых участках решетчатая структура может становиться все более тонкой, наконец, она исчезает, и такие участки по оптическим свойствам почти неотличимы от ортоклаза.

Все остальные свойства микроклина тождественны с вышеописанными свойствами ортоклаза.

Обычно присутствуют пертитовые и микропертитовые прорастания (микроклин-пертит, микроклин-микропертит). Относительное содержание альбита при этом довольно разнообразно, в ряде случаев близкое формуле $\text{Og}_{84}\text{Ab}_{16}$, в других достигает состава $\text{Og}_{72}\text{Ab}_{28}$, иногда даже $\text{Og}_{60}\text{Ab}_{40}$.

Микроклин в обыкновенном свете неотличим от ортоклаза; между скрещенными николями обнаруживает решетчатую структуру, благодаря полисинтетическому сложению по двум законам — альбитовому и периклиновому. Решетка образована веретеновидными формами отдельных микрокристаллов, в то время как в плагиоклазах решетка состоит из прямолинейных, пересекающихся под прямыми углами полосок.

Среди серии полевых шпатов можно различать ряд типов, представляющих собой изоморфные смеси, устойчивые лишь при вполне определенных температурах. Главные из них следующие:

1. Санидино-барбиеритовая серия, моноклиная, устойчивая только при температурах выше 900° , образует непрерывный ряд смесей. Санидин устойчив и при обыкновенной температуре, барбиерит — только при высокой.

2. Адуляро-альбитовая серия, моноклиная и триклинная, с перерывом между $\text{Og}_{79}\text{Ab}_{30}$ и $\text{Og}_{10}\text{Ab}_{90}$. Устойчива при обыкновенной температуре.

3. Микроклиново-анальбитовая серия, триклинная, с перерывом. Представители этой серии, с перерывом от $\text{Og}_{80}\text{Ab}_{20}$ до $\text{Og}_{90}\text{Ab}_{10}$, имеющие состав $\text{Og}_{40}\text{Ab}_{60}$ до $\text{Og}_{90}\text{Ab}_{10}$, носят название анортоклаза.

При понижении температуры барбиерит выделяется из изоморфной смеси санидин-барбиерит в виде альбита или различного рода пертитовых вростков, образуя пертит; если вростки присутствуют в микроклине, получается микроклин-пертит.

В этом случае ортоклаз и микроклин находятся в закономерном сростании с плагиоклазами, главным образом с альбитом и кислыми плагиоклазами, которые проникают в виде то более толстых, то более тонких неправильных полосок или лент в массу ортоклаза — ортоклаз-пертит. Сростание это закономерно, так как общими в обоих минералах являются плоскости (010) и ось с. Если вростки плагиоклаза мелки, микроскопических размеров, получается ортоклаз-микропертит; в таком случае вместо полосок получают мелкие веретеновидные волоконца плагиоклаза, придающие ортоклазу морщинистый характер. Если же вростки настолько мелки, что присутствие их узнается лишь по не вполне равномерному угасанию зерна ортоклаза, получается криптопертит.

Генезис пертитовых структур может быть первичным, когда в момент одновременной кристаллизации полевых шпатов получается взаимное прорастание их друг другом, как результат несмешиваемости их также и при высоких температурах. Если же сперва образуются гомогенные смеси ортоклаза и аль-

бита, при понижении температуры дающие аналогичные структуры, получают вторичные пертитовые структуры. В последнем случае при нагревании пертита при температуре около 1000° в течение ряда часов может снова получиться гомогенная масса полевого шпата. Кроме того, пертит получается также в результате вторичной альбитизации калиевых полевых шпатов под влиянием постагматических процессов. Эти типы генезиса обусловлены тем, что из смесей натрового и калиевого полевых шпатов, получающихся при различных температурах, при низкой (приблизительно ниже 500°) температуре устойчивыми являются только смеси, содержащие до 10% ортоклазовых молекул в альбите или же до 30% альбитовых молекул в ортоклазе (микроклине). Изоморфные смеси альбита и ортоклаза (микроклина), имеющие иной состав, являются устойчивыми только при высоких температурах; при более низких изоморфная смесь распадается на альбит и калиевый полевой шпат, с образованием антипертита, а в случае выделения альбита из ортоклаза (микроклина) — пертита (микроклинпертита).

В некоторых случаях получающееся при этом прорастание невидимо даже при самых сильных увеличениях; лишь при применении лучей Рентгена Козу и Сузуки (1921) удалось установить в этом случае (в солнечном камне) наличие двух сеток, соответствующих одна микроклину, другая альбиту; при температуре выше 500° обе сетки сближаются друг с другом и при более высокой температуре сливаются.

Наблюдается также прорастание калиевого полевого шпата кварцем с образованием характерной пегматитовой структуры. Калиевый полевой шпат прорастает длинными, в общем взаимно параллельными столбами кварца, носящего характер скелетного кристалла; поперечные разрезы остроугольные и в совокупности напоминают еврейские письма. Если это взаимное прорастание ортоклаза кварцем обладает микроскопически малыми размерами, получается микропегматит (табл. IV, рис. 1); в некоторых случаях это прорастание становится совершенно неясным, образуется тонкий, часто несколько радиально-лучистый агрегат, носящий название гранофитра; тончайший, почти не действующий на поляризованный свет агрегат называется микрофельзитом. Иногда наблюдается прорастание ортоклаза нефелином; структура этого прорастания весьма сходна с пегматитовой.

В качестве изморфной примеси в калиевых полевых шпатах присутствует в ничтожных количествах также железистый силикат $\text{FeAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, который придает красноватую различных оттенков окраску этим полевым шпатам, если они несколько разрушены; под микроскопом продукты распада этого силиката обнаруживаются в виде мельчайших чешуек железной слюдки или мельчайших частичек, придающих ортоклазу и в шлифе слабо буроватую или красноватую окраску.

Анортоклаз (рис. 111 и 112)

$(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$. Триклинный.

$N_g = 1,527 - 1,541$; $N_m = 1,526 - 1,539$; $N_p = 1,523 - 1,536$;

$N_g - N_p = 0,005 - 0,007$.

Оптически отрицательный. $2V = 43-54^\circ$; $r > v$.

Плоскость оптических осей почти перпендикулярна к (010).

Изоморфная смесь преобладающего натрового полевого шпата с калиевым полевым шпатом и небольшой примесью кальциевого; наибольшее содержание CaO около 3%. Уд. вес 2,56—2,62.

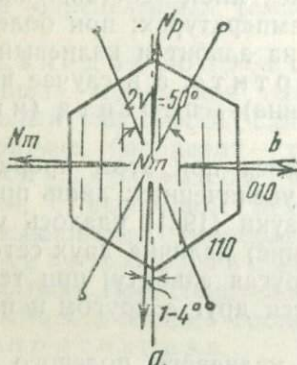


Рис. 111. Анортоклаз. Разрез, перпендикулярный к оси c .

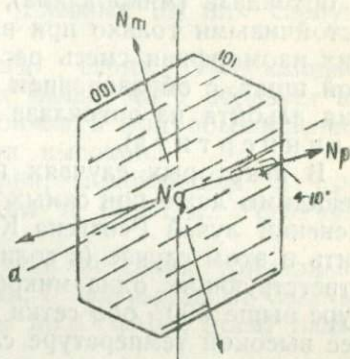


Рис. 112. Анортоклаз. Разрез, параллельный плоскости (010).

Кристаллы призматические по вертикальной оси или же таблитчатые по (010); иногда в поперечных разрезах имеют форму ромба благодаря развитию плоскостей (010), (110) и (201); иногда зернами; часто наблюдается очень тонкое полисинтетическое двойниковое сложение по альбитовому закону, которое иногда едва заметно даже при самых сильных увеличениях; реже присоединяется двойниковое сложение по периклиновому закону, и тогда анортоклаз сходен с микроклином, изредка по карлсбадскому и манебахскому. Угасание на плоскости (001) равно $1,5-6^\circ$, на плоскости (010) равно $4-10^\circ$; тупая биссектриса N_g направлена косо к (010), острая N_p почти перпендикулярна к (201). Большей частью горизонтальная дисперсия; как исключение, может быть оптически положительным.

При температуре между 86 и 264° бедные кальцием анортоклазы о. Пантеллерии приобретают моноклинный характер (натровый ортоклаз), при охлаждении снова становятся триклинными.

Присутствуют во многих богатых натрием изверженных породах. Минерал сравнительно редкий.

От плагиоклазов отличаются малым углом оптических осей (около 50°), от санидина — положением плоскости оптических осей перпендикулярно к (010), наличием полисинтетических двойников; если не определен угол оптических осей, легко смешивается с микроклином, от которого отличается оптической ориентировкой, в частности малым углом угасания на плоскости (001). Отсутствует пертитовая структура.

Известково-натровые полевые шпаты (плагиоглазы)

Плагиоклазы представляют собой изоморфные смеси двух крайних компонентов — альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анортита $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, смешивающихся друг с другом во всех возможных отношениях как в жидком, так и в твердом состоянии. Серия смешанных минералов носит название плагиоклазов или известково-натровых полевых шпатов.

Для плагиоклазов характерно то, что, как это вообще свойственно изоморфным смесям, их кристаллографические, кристаллооптические и другие физические свойства постепенно изменяются от одного крайнего члена (альбита) до другого (анортита).

Существует несколько классификаций плагиоклазов. Часто пользуются следующей классификацией, впервые предложенной Чермаком:

| | | | |
|-----------|---|----------|---|
| Альбит | Ab_1An_0 — Ab_6An_1 | Лабрадор | Ab_1An_1 — Ab_1An_3 |
| Олигоклаз | Ab_6An_1 — Ab_3An_1 | Битовнит | Ab_1An_3 — Ab_1An_6 |
| Андезин | Ab_3An_1 — Ab_1An_1 | Анортит | Ab_1An_6 — Ab_0An_1 |

Очень удобно следующее деление плагиоклазов (Калкинс, 1917), очень близкое к предложенному впервые Федоровым:

| Название минерала | Мол. % | |
|---------------------|--------|--------|
| | Ab | An |
| Альбит | 100—90 | 0—10 |
| Олигоклаз | 90—70 | 10—30 |
| Андезин | 70—50 | 30—50 |
| Лабрадор | 50—30 | 50—70 |
| Битовнит | 30—10 | 70—90 |
| Анортит | 10—0 | 90—100 |

Промежуточные члены можно называть альбит-олигоклазом, олигоклаз-андезином и т. д.

Широко применяется предложенный Е. С. Федоровым метод обозначения состава плагиоклазов номерами, соответствующими

процентному содержанию в них анортита, например, № 10 — альбит, содержащий 10% анортита; № 25 — олигоклаз, содержащий 25% анортита, и т. д.

Изменения химического состава ряда альбит — анортит могут быть представлены нижеследующей таблицей и диаграммой (рис. 113), где указано процентное содержание анортита.

Химический состав плагиоклазов (рис. 113)

| Ап | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 | 45 | 50 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 68,81 | 67,46 | 66,12 | 64,79 | 63,46 | 62,14 | 60,83 | 59,53 | 58,24 | 56,95 | 55,67 |
| Al ₂ O ₃ | 19,40 | 20,31 | 21,22 | 22,12 | 23,01 | 23,90 | 24,78 | 25,66 | 26,53 | 27,40 | 28,26 |
| CaO | 0,00 | 1,06 | 2,11 | 3,16 | 4,21 | 5,25 | 6,28 | 7,30 | 8,32 | 9,33 | 10,34 |
| Na ₂ O | 11,79 | 11,17 | 10,55 | 9,93 | 9,32 | 8,71 | 8,11 | 7,51 | 6,91 | 6,32 | 5,73 |
| Уд. вес | 2,614 | 2,622 | 2,630 | 2,638 | 2,646 | 2,654 | 2,662 | 2,670 | 2,678 | 2,686 | 2,690 |

| Ап | 55 | 60 | 65 | 70 | 75 | 80 | 85 | 90 | 95 | 100 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 54,40 | 53,14 | 51,88 | 50,63 | 49,39 | 48,16 | 46,93 | 45,71 | 44,49 | 43,28 |
| Al ₂ O ₃ | 29,12 | 29,97 | 30,82 | 31,66 | 32,50 | 33,33 | 34,16 | 34,98 | 35,80 | 36,62 |
| CaO | 11,34 | 12,34 | 13,33 | 14,31 | 15,29 | 16,26 | 17,23 | 18,19 | 19,15 | 20,10 |
| Na ₂ O | 5,14 | 4,55 | 3,97 | 3,40 | 2,82 | 2,25 | 1,68 | 1,12 | 0,56 | 0,00 |
| Уд. вес | 2,701 | 2,709 | 2,717 | 2,725 | 2,733 | 2,741 | 2,749 | 2,757 | 2,765 | 2,773 |

В плагиоклазах небольшие количества Na могут замещаться К; размеры и пределы этого замещения до настоящего времени точно не установлены. Возможно, что и очень малая часть Al замещается иногда Fe. Те плагиоклазы, которые содержат в своем составе заметные количества калия, носят название калиевых плагиоклазов, например, калиевый олигоклаз, калиевый лабрадор и т. д.

Все они кристаллизуются в триклинной сингонии. Образуют ясные кристаллы, ограниченные теми же плоскостями, что и калиевые полевые шпаты, также нередко таблитчатые по (010); в других случаях образуют неправильные зерна. Размеры их колеблются от микролитовых (табл. IV, рис. 2) до крупных. Окраска разнообразная: белая, зеленоватая, зеленая, почти черная, иногда (редко) красноватая и красная; большей частью простому глазу кажутся непрозрачными или малопрозрачными, и лишь в некоторых новейших излившихся лавах, редко в древних породах, они воднопрозрачны (имеют микроиновый характер).

Очень редко встречаются простые кристаллы; обычно кристаллы плагиоклазов обнаруживают полисинтетическое сложение по различным законам. Наряду со срастаниями по карлсбадскому, редко бавенскому и манебахскому законам, особенно часто встречаются полисинтетические двойники по альбитовому закону и несколько реже по периклиновому, значительно реже также и по другим законам. Очень часто в кристаллах плагиоклаза наблюдается двойниковое сложение по двум и более двойниковым законам одновременно, например, по альбитовому и периклиновому, альбитовому, периклиновому и карлсбадскому и т. д.

Характерные особенности двойников следующие:

1. Альбитовый закон. Двойниковая плоскость и плоскость срастания — плоскость (010), двойниковая ось к ней перпендикулярна.

Рис. 113. Диаграмма химического состава плагиоклазов.

Закон этот почти всегда полисинтетический и узнается простым глазом по многочислен-

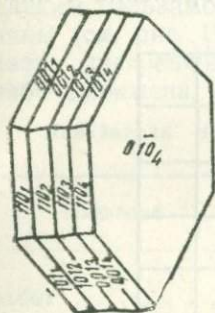
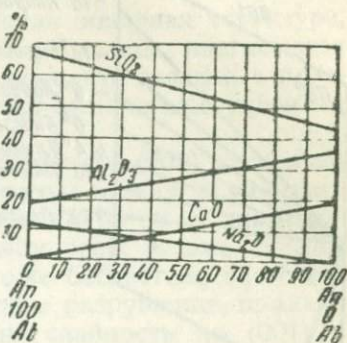


Рис. 114. Комбинированный двойник по альбитовому и карлсбадскому законам.

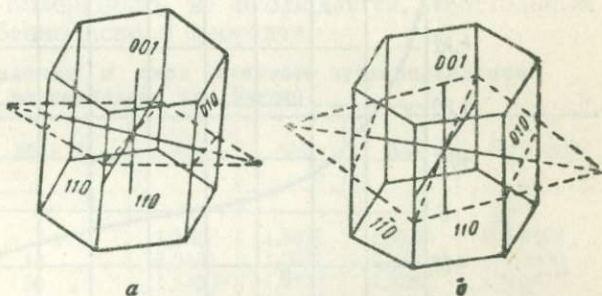


Рис. 115. Ромбическое сечение альбита (а) и анортита (б).

ными, взаимно параллельным полоскам (штриховке) на плоскостях спайности по (001) (табл. IV, рис. 3). В плагиоклазовых зернах он присутствует почти всегда. Нередко встречаются комбинированные двойники по альбитовому и карлсбадскому законам (рис. 114).

2. Периклиновый закон. Двойниковая ось — кристаллографическая ось *b*, плоскость двойникового срастания — «ром-

бическое сечение», образующее с пинакоидом (001) в различных плагиоклазах различные углы. Индексы ромбического сечения иррациональные. Ромбическое сечение пересекает плоскости кристалла плагиоклаза так, что в совокупности четыре линии на плоскостях (110) и (110) дают форму ромба (рис. 115). Угол, который образует ромбическое сечение с плоскостью пинакоида (001), находится в зависимости от содержания в плагиоклазе молекул альбита и анортита; линия пересечения ромбическим сечением плоскости (010) дает углы, характерные для каждого номера плагиоклаза (рис. 116). Этот угол у альбита равен $+22^\circ$, у олигоклаза $+13^\circ$, у андезина -0° , у лабрадора от -2 до -9° , у анор-

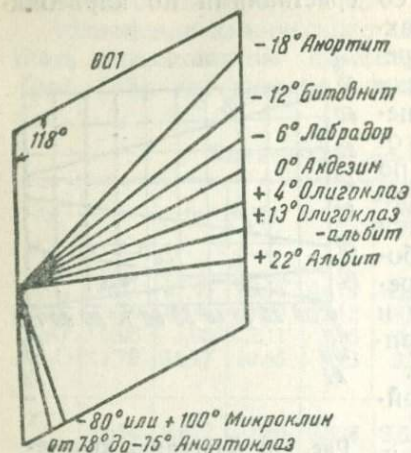


Рис. 116. Проекция ромбического сечения плагиоклазов на плоскости.

тита -18° ; это отчетливо проявляется в штриховке на этой же плоскости. Периклиновые двойники тоже полисинтетические, но встречаются реже альбитовых, нередко одновременно с ними (табл. IV, рис. 4).

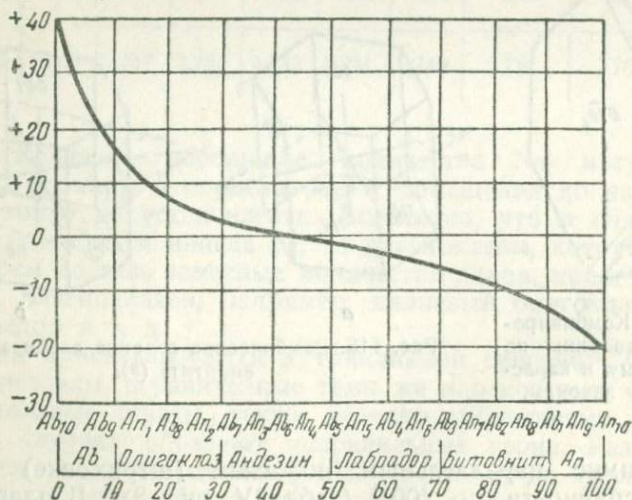


Рис. 117. Кривая угла ромбического сечения плагиоклазов (по Э. Шмидту).

Кривая угла ромбического сечения периклинового двойника в кристаллах плагиоклаза дана на рис. 117.

Ромбическое сечение часто можно лучше видеть макроскопически, чем в шлифе под микроскопом.

Существует ряд других двойниковых законов, опознание которых в кристаллах плагиоклазов возможно только при помощи столтика Федорова.

Нередко наблюдается резко выраженная зонарная структура, обусловленная неодинаковым составом кристаллов плагиоклаза в центральной части и в краевых оболочках, что связано с перерывами в росте и изменениями в физико-химических условиях окружающей растущий кристалл среды.

Спайность весьма совершенная по пинакоиду (001), несколько более совершенная по пинакоиду (010); угол между этими плоскостями изменяется от $86^{\circ}24'$ у альбита до $85^{\circ}48'$ у анортита.

В шлифе плагиоклазы в обыкновенном свете весьма сходны с калиевыми полевыми шпатами; они тоже бесцветны, часто водянoproзрачны или же содержат продукты разрушения, придающие им мутноватый характер. Трещины спайности по (001) и (010) выступают часто очень ясно; когда разрез проведен перпендикулярно к (001) и (010), угол между трещинами равен приблизительно 87° .

Нередко присутствуют включения, между прочим в виде непрозрачных тонких палочек титанистого железняка, в виде тончайших листочков железного блеска, иногда и в виде стекла.

Показатели преломления различных плагиоклазов неодинаковы; в одной они меньше, в других больше по сравнению с канадским балзамом, хотя разница не особенно велика, в третьих равны (см. рис. 127). Поэтому в плагиоклазах, близких к олигоклазу, шагреневая поверхность не наблюдается, в остальных слабо выражена, особенно ясно в анортите.

Показатели преломления и сила двойного лучепреломления плагиоклазов по (Бегге)

| Название | Мол. % | N_g | N_m | N_p | $N_g - N_p$ |
|----------------------------|--------|--------|--------|--------|-------------|
| Альбит | 5 Ap | 1,5387 | 1,5321 | 1,5285 | 0,0102 |
| Олигоклаз-альбит | 13 " | 1,5431 | 1,5381 | 1,5341 | 0,0090 |
| Олигоклаз | 20 " | 1,5463 | 1,528 | 1,5388 | 0,0075 |
| " | 25 " | 1,5490 | 1,5458 | 1,5417 | 0,0073 |
| Андезин | 40 " | 1,5570 | 1,5533 | 1,5500 | 0,0070 |
| Лабрадор | 52 " | 1,5632 | 1,5583 | 1,5553 | 0,0079 |
| Битовнит | 75 " | 1,5735 | 1,5693 | 1,5645 | 0,0091 |
| Анортит | 100 " | 1,5885 | 1,5835 | 1,5756 | 0,0129 |
| Кварц | — | 1,5533 | — | 1,5442 | 0,0091 |
| Цельзиан | 100 Sp | 1,5911 | 1,5885 | 1,5835 | 0,0055 |
| Гиалопан | 30 " | 1,5469 | 1,5451 | 1,5415 | 0,0056 |
| Ортоклаз | 100 Or | 1,5260 | 1,5237 | 1,5180 | 0,0070 |

Так как $N_g - N_p = 0,007 - 0,013$, между скрещенными николями при нормальной толщине наблюдается интерференционная

ния этих элементов и их относительных размеров зависят как угол оптических осей, так и углы угасания разрезов, проведенных в тех или иных направлениях через кристалл плагиоклаза. Для каждого плагиоклаза определенного состава имеются характерные углы угасания, по которым и узнается определенными способами принадлежность данного зерна плагиоклаза к тому или иному виду его.

Основание учения об оптической ориентировке плагиоклазов было положено французским минералогом Деклаузо в ряде его работ (1875, 1876, 1883, 1884).

Огромное значение для выяснения вопроса оптической ориентировки плагиоклазов имела работа венского минералога Макса Шустера, опубликованная в 1880 г. («über die optische Orientierung der Plagioklase», Tsch. Min. u. Petr. Mitt.). Классической работой, в которой приведены многочисленные цифровые данные, является работа французского петрографа Фуке «Contributions à l'étude des feldspaths triclinaux», напечатанная в 1894 г. в издании Французского минералогического общества, до сих пор не утратившая своего научного значения и легшая в основание для дальнейшего изучения оптических свойств плагиоклазов. Особенно большое значение имеют труды французского петрографа Мишель-Леви, давшего сводки по оптической ориентировке плагиоклазов с многочисленными таблицами, опубликовавшего их в трех выпусках под заглавием «Etudes sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces» (I, 1894, II, 1896, III, 1904). Много существенно важных данных мы находим у венского петрографа Бекке.

Из русских петрографов особенно крупное значение имеет Е. С. Федоров, создавший совершенно особый, так называемый федоровский метод оптического исследования и определения плагиоклазов, основанный на изучении плагиоклазов под микроскопом при помощи специального теодолитного столика (федоровского столика).

Этот метод описан им в капитальном труде «Теодолитный метод в петрографии и минералогии» (Труды Геологического комитета, т. X, в. II, 1893). Поразительная простота методов исследования и графических вычислений по данным, полученным при теодолитном исследовании, вполне достойна гениальности самой идеи, осуществление которой создало эпоху в деле кристаллооптического исследования минералов.

Из работ, облегчающих использование метода Федорова, следует указать на труд Стратоновича «Определение плагиоклазов по новейшему способу Федорова» (1898) и Никитина «Универсальный метод Федорова» (три литографированных выпуска) и «La méthode universelle de Fedorow», опубликованный в 1914 г. в Женеве. Очень большое значение для усвоения метода Федорова имеют руководства проф. Усова «Федоровский или универсальный метод исследования породообразующих минералов, в особенности полевых шпатов» (Томск, 1910), А. Риттмана «Зональный метод» (Томск, 1931) и А. К. Подногина «Микроскопическое исследование породообразующих минералов по методу Е. С. Федорова» (1937).

Положение осей эллипсоида, оптических осей, плоскостей оптических осей в плагиоклазах изменяется постепенно, по мере перехода от альбита до анортита, что ясно видно из стереографической проекции оптических направлений плагиоклазов (рис. 118—120).

На этих проекциях нанесены выходы оптических осей, из которых одна обозначена *A*, другая *B*; кружки указывают места выходов соответствующих осей для различных плагиоклазов: альбита, олигоклаза, андезина, лабрадора, битовнита, анортита. Места выходов наибольшей, средней и наименьшей осей обозна-

чены Ng , Nm и Np ; (010), (001), (100) — проекции полюса соответствующей плоскости. Положение оптических постоянных в других плагиоклазах определяется путем интерполирования.

Из проекции видно, что ось, обозначаемая буквой A , находится на рис. 120 в левом верхнем квадранте и по мере изменения состава плагиоклаза описывает почти замкнутую кривую, поперечник которой мало превышает 10° . Наоборот, ось, обозначаемая буквой B , передвигается по несколько извилистой линии, проходя свыше четверти окружности, деля почти пополам угол между вертикальным и горизонтальным поперечниками

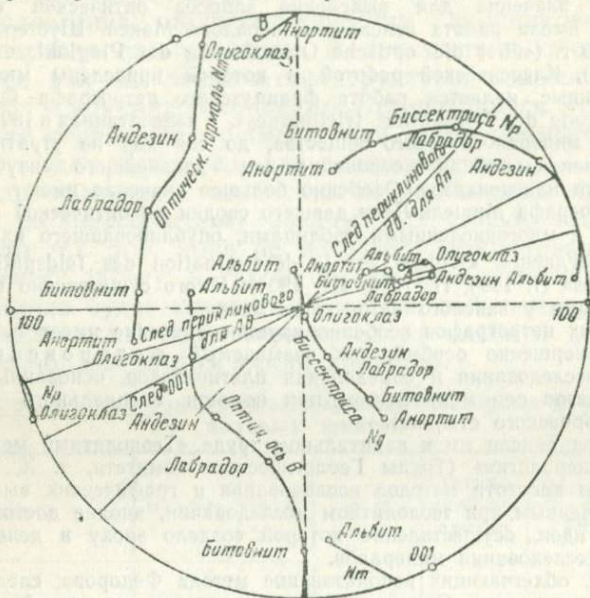


Рис. 118. Стереографическая проекция оптических направлений перпендикулярно к (001) и (100).

проекции. Характерно то, что, как видно из схем оптической ориентировки плагиоклазов (рис. 121—126), плоскость оптических осей в альбите почти перпендикулярна к вертикальной оси c , в анортите она почти параллельна последней, в промежуточных членах занимает промежуточное положение.

Чрезвычайно характерным далее является то, что биссектриса Ng для олигоклаза определенного состава стоит перпендикулярно к плоскости (010), для других плагиоклазов она располагается почти перпендикулярно к плоскостям зоны (001): (010).

Смешиваемость Ab и Al при высокой температуре является полной, при более низкой она ограничена; при гидротермальных и пневматолитических процессах происходит образование основных плагиоклазов. К образованиям, связанным с прекращением смешиваемости, следует отнести присутствие в некото-

рых основных плагиоклазах большого количества мелких включений ильменита, железного блеска, магнетита и др.

Степень химического воздействия различных реагентов на плагиоклазы различна.

Кислые плагиоклазы не поддаются действию соляной кислоты даже при высоких температурах; лабрадорит слабо разлагается, основные плагиоклазы — битовнит и анортит — сравнительно легко разлагаются соляной кислотой. Опыты Шплихала показали, что при действии на полевые шпаты кислот, в частности CO_2 , окись кальция и щелочи выщелачиваются сильнее,

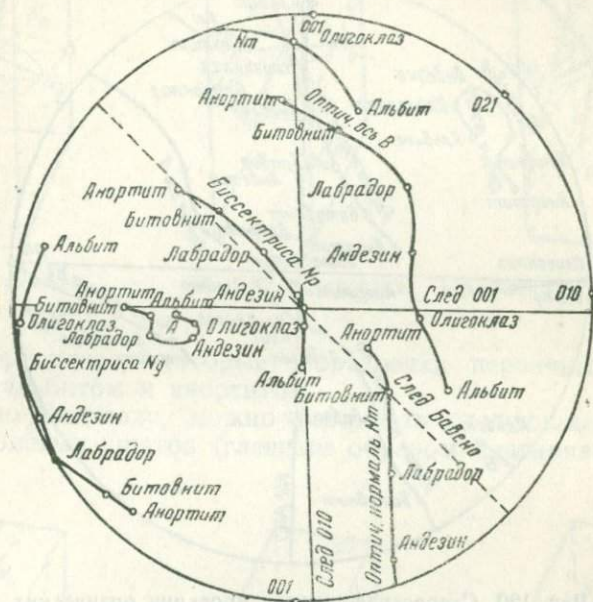


Рис. 119. Стереографическая проекция оптических направлений перпендикулярно к (001) и (010).

чем глинозем и кремнезем, и процесс идет в направлении образования каолина.

Изменение плагиоклазов под влиянием внешних агентов — давления, пневматолита, выветривания — идет различно в зависимости от состава плагиоклаза.

Обычно кислые плагиоклазы — альбит, олигоклаз-альбит, олигоклаз — преобразуются в агрегаты бесцветной слюды (мушкетита, серицита), каолинита и других глинистых минералов; одновременно выделяется кремнекислота в виде кварца, в некоторых случаях представляя собой смесь опала и тонкодисперсного каолинита, также в виде опала (в пеликаните). Эти новообразования отличаются малыми показателями преломления.

Чем больше содержание в плагиоклазе CaO , тем меньше образуется каолинита и слюдистых минералов и больше тонко-

зернистых агрегатов вторичных минералов, содержащих СаО — главным образом цоизита, клиноцоизита, эпидота, реже кальцита. Эта группа новообразований характеризуется сравнительно большими показателями преломления. Часто за счет плагиоклаза, более или менее богатого анортитом, образуется соссюрит — агрегат тонких зерен, сильно преломляющих свет цоизита и клиноцоизита и слабо преломляющего свет альбита. Соссюрит малопрозрачный, бесцветный, в отраженном свете белый.

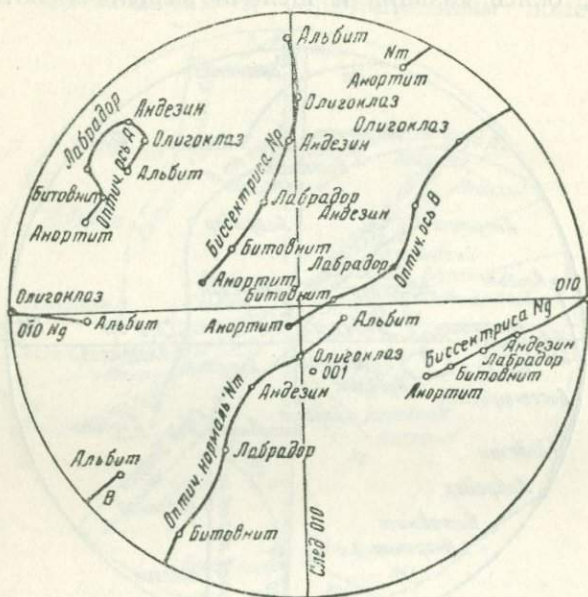


Рис. 120. Стереографическая проекция оптических направлений плагиоклазов перпендикулярно к (100) и (010).

Плагиоклазы, богатые СаО, разрушаясь, дают иногда гидраргиллит или гель гидрата окиси алюминия; богатые натрием плагиоклазы в некоторых случаях частично переходят в цеолиты, широко распространенные в нефелино-сиенитовых глубинных и излившихся породах. Сравнительно часто наблюдается переход основных плагиоклазов в скаполит и альбит (альбитизация). Процесс альбитизации идет в ряде случаев по мере удаления из плагиоклаза СаО при разрушении молекул анортита.

Судя по тому, что содержание Na_2O в альбитизированном плагиоклазе увеличивается, следует иметь в виду привнос извне части этого окисла. Нередко наблюдается преобразование большей или меньшей части плагиоклазов в клиноцоизит и эпидот, также в хлорит, в результате привноса окислов железа и магния из продуктов разрушения мафических минералов, присутствующих в той же породе, в состав которой входит плагиоклаз.

Можно думать, что наблюдаемый иногда процесс мусковитизации плагиоклазов, например некоторых диоритов Алтая и других мест, происходит за счет K_2O , входившего в состав

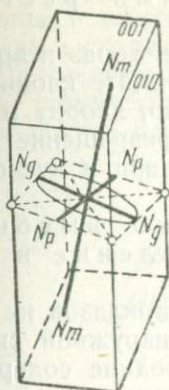


Рис. 121. Альбит.

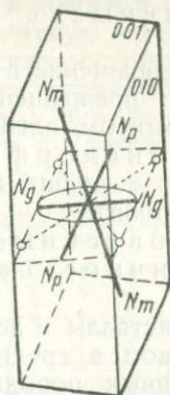


Рис. 122. Олигоклаз.

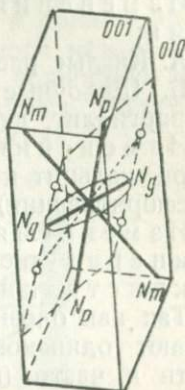


Рис. 123. Андезин.

молекул ортоклаза, которые образовали первичный твердый раствор с альбитом и анортитом.

Согласно Винчеллу, можно различать следующие типы изменения полевых шпатов (главным образом плагиоклазов).

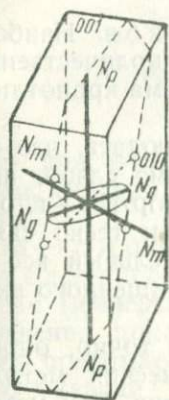


Рис. 124. Лабрадор.

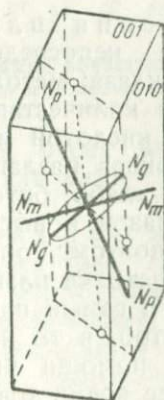


Рис. 125. Битовнит.

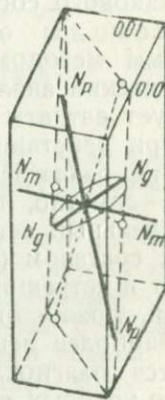


Рис. 126. Анортит.

Изменения в зоне катаморфизма:

А. Главным образом в зоне выветривания: 1) превращение в каолинит, пирофиллит, галлузит и др.; 2) превращение в гидраргиллит, кварц и кальцит.

Б. Главным образом в зоне цементации: 1) превращение в цеолиты; 2) превращение в пренит; 3) превращение в глаукоцит; 4) те же превращения, что и в зоне выветривания, но здесь они играют подчиненную роль.

Изменения, связанные с горячими растворами:

А. Кислые растворы, превращение в турмалин, топаз и др.

Б. Щелочные растворы: превращение в серицит, каолинит, гидраргиллит, кварц с кальцитом, альбит, адуляр, хлорит и др.

Изменения в зоне анаморфизма: превращение 1) в кварц, кальцит и эпидот; 2) в альбит, цоизит, кварц и мусковит (сосюритизация); 3) в скаполит.

Изменения, обусловленные только высокой температурой (частичное переплавление и перекристаллизация).

Так как очень часто кристаллы и зерна плагиоклазов не обладают одинаковым составом в средней и в наружной своей части и часто (в изверженных породах) в середине содержат большое количество анортитового, легче разрушаемого вещества, то нередко эта часть сильнее разрушена; иногда разрушение идет также концентрическими зонами, что связано с неодинаковым составом отдельных зон.

В метаморфических породах (гнейсах, амфиболитах и др.), наоборот, центральная часть зонарно построенных плагиоклазов обычно более кислая, чем краевая часть, обычно обогащенная молекулами анортита. Как в магматических, так и в метаморфических породах наблюдается повторное чередование зон одинакового состава.

Методы определения плагиоклазов. Наиболее точным методом является непосредственный количественный химический анализ плагиоклаза; метод этот весьма кропотлив и требует затраты большого количества времени.

При действии соляной кислотой можно наблюдать, что альбит не разлагается, олигоклаз разлагается весьма слабо, андезин — заметно, лабрадор — слабо, битовнит и анортит — вполне.

Удельный вес плагиоклазов в высшей степени тесно связан с их составом (стр. 85); поэтому, определяя удельный вес чистого и нетрещиноватого осколка плагиоклаза, лишенного включений, можно определить и самый плагиоклаз.

Наиболее легко и быстро, в то же время и точно, определяются плагиоклазы при помощи чисто оптических методов, число которых в настоящее время довольно велико. Эти методы основаны на чрезвычайно тесной связи между изменением состава плагиоклазов и одновременным изменением их оптических свойств, в первую очередь оптической ориентировки их в кристаллах. Чисто оптические методы применяются обычно при изучении шлифов горных пород, помещаемых на столике микроскопа. Изучаемые разрезы имеют случайное положение в шлифе; поэтому среди ряда разрезов ищут те, которые помо-

гают разрешению вопросов об оптической ориентировке данного плагиоклаза, присутствующего в породе, и тем самым определяют его состав. Впрочем, с помощью метода Федорова оказывается возможным, вращая препарат, рассматривать тот или иной разрез плагиоклаза в шлифе в самых разнообразных положениях и выяснять оптическую ориентировку в данном плагиоклазе в пределах, допускаемых точностью самого метода.

Не следует думать, что оптические методы полностью заменяют химические анализы; они дают возможность устанавливать состав плагиоклазов с точностью в пределах 2—3%. Но

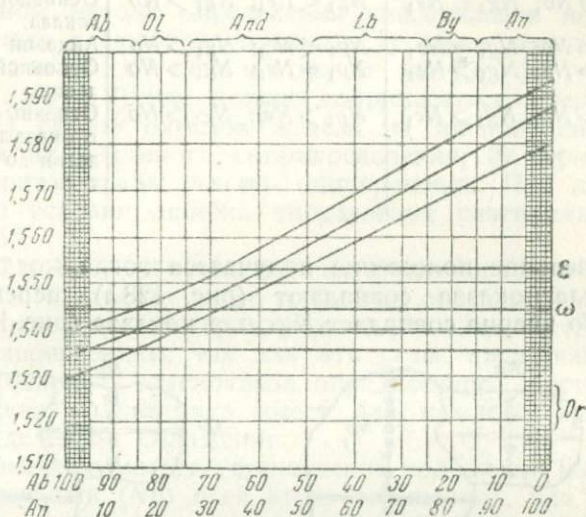


Рис. 127. Диаграмма показателей преломления кварца и полевых шпатов.

зато при этом требуется очень мало времени сравнительно с тем, сколько требуется для химического количественного анализа.

Метод определения плагиоклазов по их показателям преломления (рис. 127). Помимо метода погружения (иммерсии), очень удобен предложенный Бекке метод сравнения показателей преломления плагиоклазов с показателями преломления соприкасающихся с ними зерен кварца.

В кварце показатель преломления обыкновенного луча $n_o = 1,544$, показатель преломления необыкновенного луча $n_e = 1,553$. В шлифе находят зерно кварца, соприкасающееся с зерном плагиоклаза, притом одновременно с ним угасающее. Очевидно, в таком случае n_o в данном разрезе кварца совпадает либо с n_{g1} , либо с n_{r1} в плагиоклазе. Ставят оба зерна на наибольшее просветление и определяют положение этих осей в обоих зернах, вводя фиолетовую пластинку. Затем, поставив

на наибольшее затемнение и опустив конденсатор, при одном поляризаторе следят за передвижением линии Бекке. Получается шесть различных групп:

| Группа | Параллельное положение | Перекрещенное положение | Название | Мол. % Ап |
|--------|-----------------------------|-----------------------------|--|--------------|
| I | $Np_1 < No$; $Ng_1 < Ne_1$ | $Np_1 < Ne_1$; $Ng_1 < No$ | Альбит и олигоклаз-альбит | 0—16 |
| II | $Np_1 < No$; $Ng_1 < Ne_1$ | $Np_1 < Ne_1$; $Ng_1 = No$ | Кислый и средний олигоклаз | 16—22 |
| III | $Np_1 = No$; $Ng_1 < Ne_1$ | $Np_1 < Ne_1$; $Ng_1 > No$ | Основной олигоклаз | 22—29 |
| IV | $Np_1 > No$; $Ng_1 = Ne_1$ | $Np_1 < Ne_1$; $Ng_1 > No$ | Андезин | 29—40 |
| V | $Np_1 > No$; $Ng_1 > Ne_1$ | $Np_1 = Ne_1$; $Ng_1 > No$ | Основной андезин | 40—46 |
| VI | $Np_1 > No$; $Ng_1 > Ne_1$ | $Np_1 > Ne_1$; $Ng_1 > No$ | Основные плагиоклазы—андезин до анортита | 46—100 |

Параллельное положение получается тогда, когда No кварца и Np_1 плагиоклаза совпадают (рис. 128 а), перекрещенное — когда с No кварца совпадает Ng_1 плагиоклаза (рис. 128 б). Метод

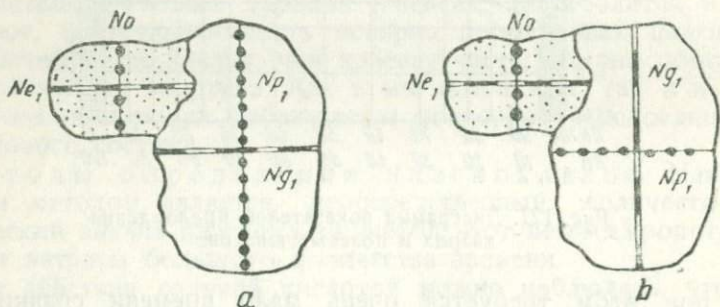


Рис. 128. Кварц и плагиоклаз в параллельном (а) и перекрещенном (б) положении:

применим лишь для определения плагиоклазов, начиная от альбита и кончая кислым лабрадором. Как видим, все показатели преломления альбита меньше, а лабрадора, битовнита и анортита больше, чем все показатели преломления кварца. Следовательно, можно отличить альбит, олигоклаз и андезин один от другого и, кроме того, от более основных плагиоклазов, сравнивая их показатели Ng_1 и Np_1 с No и Ne_1 кварца. При благоприятных условиях возможно сделать и подразделения в олигоклазе и андезине.

Для контроля можно применять также разрезы, перпендикулярные к оптической оси, не действующие на поляризованный

свет и обладающие средним показателем преломления N_m . Этим способом плагиоклазы разделяются на три группы, из которых каждая объединяет попарно группы, получаемые при сравнении показателей преломления плагиоклазов Ng и Np с показателями преломления кварца No и Ne_1 .

| Группы I и II | Группы III и IV | Группы V и VI |
|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| $N_m < No$ $N_m < Ne_1$ | $N_m > No$ $N_m < Ne_1$ | $N_m > No$ $N_m > Ne_1$ |

При данном методе определения плагиоклазов необходимо придерживаться следующих правил: 1) зерна кварца должны выбираться с наиболее высокой интерференционной окраской; 2) они должны соприкасаться с зернами плагиоклаза без следов окислов железа на их поверхности, т. е. вдоль линии их взаимного соприкосновения; 3) зерна плагиоклаза и кварца должны угасать одновременно. При несоблюдении первого условия ошибка определения плагиоклаза может достигать 25%.

Способы определения плагиоклазов по их угасаниям. Особенно легко и быстро определяются плагиоклазы по углам угасания в разрезах по различным строго определенным направлениям, так как эти углы чрезвычайно характерны для каждого плагиоклаза определенного состава и так как оптическая индикатриса имеет для каждого плагиоклаза вполне определенное положение.

Главное значение имеет установление положения наибольшей (Ng) и наименьшей (Np) осей этого эллипсоида, или проекции их Np_1 и Ng_1 в плоскости разреза, по отношению к определенным кристаллографическим направлениям, обычно к трещинам спайности по (001) и (010) или к границам между двойниками. Поэтому необходимо при определении угасания иметь в виду: 1) по отношению к какой оси эллипсоида и 2) по отношению к какому кристаллографическому направлению в изучаемом разрезе плагиоклаза определяется угасание. Так как угол вращения может колебаться в различных случаях от 0 до 90°, необходимо указывать, где возможно, знак вращения.

Разрезы, в которых определяются характерные для плагиоклазов углы угасания, разнообразны. В дальнейшем приведены наиболее характерные разрезы, дающие возможность особенно легко определять углы угасания (см. рис. 132).

1. Метод определения угасания на плоскостях спайности (метод Шустера). Откалывают пластинку плагиоклаза от куска горной породы, приклеивают ее при помощи канадского бальзама или другого вещества на предметное стекло так, чтобы верхняя поверхность пластинки была параллельна поверхности стекла. Для этого необходимо, чтобы в пластинке минерала, приклеенной к стеклу, если приставить ее близко

к глазу, видны были накладывающиеся друг на друга оба изображения отдаленного предмета (например электрической лампочки), отраженные от верхних поверхностей плагноклаза и стекла. На приводимой ниже таблице во втором и третьем столбцах даны углы угасания на плоскостях (001) (рис. 129) и (010) (рис. 130). Знак направления угасания на плоскости (001)

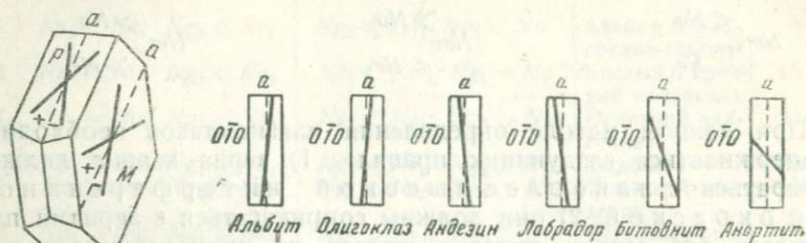


Рис. 129. Угасания в разрезах по P (001).

определяется таким образом: если смотреть на кристалл сверху, причем тупой угол между плоскостями (001) и (010) находится справа, то положительным будет угасание, повернутое по отношению к этому ребру по часовой стрелке, отрицательным — то,

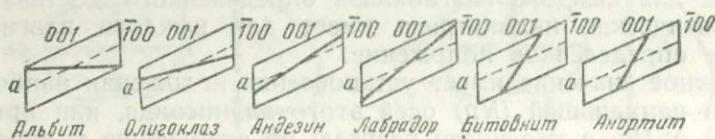


Рис. 130. Угасания в разрезах по M (010).

которое повернуто против нее. На плоскости (001) альбитовые полосы выступают очень резко; просветление как четных, так и нечетных полос одинаково. Угасание плагноклаза определяют, поворачивая до полного угасания то четные, то нечетные полосы и деля следом двойниковой плоскости (010) замеренный угол между крайними угасаниями пополам.

Если одновременно наблюдается двойник по карлсбадскому закону, то необходимо замерять угасание в обеих половинах двойника отдельно: карлсбадский двойник узнается по тому, что при повороте на некоторый угол двойниковые полосы по альбитовому закону исчезают и кристаллы разделяются на две половины, неодинаково затемненные.

Двойниковые полосы по периклиновому закону располагаются перпендикулярно к альбитовым. Определенные системы полосок периклинового двойника угасают почти одновременно с определенной группой полосок альбитового двойника, так как

направление двойниковых осей в обоих двойниках мало различается. Характерное отличие альбитовых полосок от периклиновых заключается в том, что альбитовые вытянуты по Np_1 , периклиновые — по Ng_1 .

Угасание на плоскостях (по Бекке)
(001), (010) и \perp (010):(001) ($\perp a$)

| Мол. % Ап | (001) | (010) | \perp (010):(001) ($\perp a$) |
|--------------|-------|-------|--------------------------------------|
| 5 | +4° | +20° | -14 |
| 13 | +2 | +13 | -8 |
| 20 | +1 | +6 | -0,5 |
| 25 | +0,7 | +3 | +7 |
| 37 | -1,4 | -6,0 | +23 |
| 52 | -6 | -17,3 | +27,7 |
| 63 | -10 | -22 | +35 |
| 75 | -18 | -31 | +38 |
| 100 | -40,1 | -37,6 | +45 |

2. Метод определения наибольшего симметричного угасания (Мишель-Леви). В разрезах, перпендикулярных к плоскости (010) и обладающих так называемым симметричным угасанием, определяют наибольшие углы угасания, характерные для отдельных плагиоклазов. Для этого находят разрезы с резко выраженной двойниковой структурой по (010). Между скрещенными николями двойниковая структура исчезает, когда след плоскости (010), т. е. направление границы между двойниковыми полосками, параллелен нити микроскопа. Она исчезает также и при повороте на 45° , т. е. в диагональном положении, причем в случае наличия карлсбадского двойникового сложения кристалл кажется состоящим только из двух половин, неодновременно угасающих. Границу между двойниковыми полосками устанавливают параллельно одной из нитей окуляра. При поднятии и опускании тубуса микроскопа граница между двойниками не сдвигается в сторону.

Таким образом, необходимо находить разрезы:

- 1) с резкой границей между двойниковыми полосками;
- 2) с симметричным угасанием в них;
- 3) с восьмикратным исчезновением видимости двойниковых пластинок в случае вращения столика микроскопа при скрещенных николях на 360° .

Заметив деление против нониуса, вращают препарат в одну сторону до угасания одной системы пластинок и отмечают угол поворота; затем вращают в обратную сторону до угасания второй системы полосок; углы, полученные в первый и во второй раз, должны быть равны друг другу. Определяя симметричное угасание в ряде разрезов, находят характерный угол наиболь-

шего симметричного угасания. При определении наибольшего угасания имеется в виду угол, образуемый плоскостью (010) с Nr_1 ; последнее направление определяется с помощью фиолетовой пластинки.

Метод характерен лишь для плагиоклазов от андезина до лабрадора и отчасти для олигоклаза, при одновременном определении показателя преломления применим ко всем плагиоклазам.

Метод этот изображен в виде диаграмм на рис. 131 и 132. На ординате этих диаграмм находят, например, угол 20° , проводя горизонтальную линию до пересечения с кривой, от точки

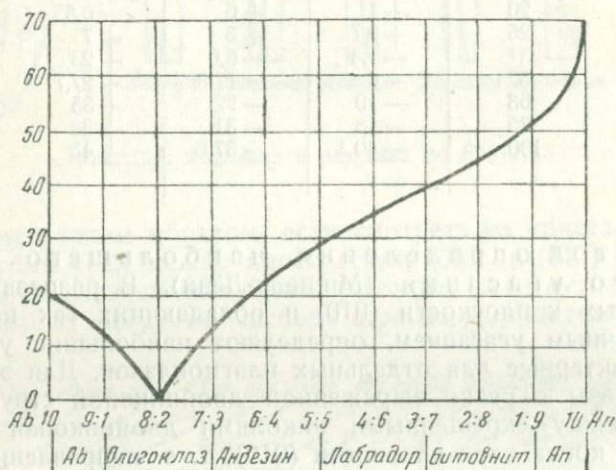


Рис. 131. Кривая максимальных угасаний альбитовых двойников в разрезах, перпендикулярных к (010).

пересечения проводят вертикальную линию до пересечения с абсциссой, на которой нанесены числа процентного содержания анортита и соответствующее название плагиоклаза — альбит с 0% анортита или андезин с 37% его. Окончательно решается вопрос по показателю преломления плагиоклаза: для альбита N меньше канадского бальзама, для андезина N больше его.

Метод удобен и по той причине, что отклонение в $10-15^\circ$ от направления, перпендикулярного к плоскости (010), не дает особенно больших отклонений от тех чисел, которые получаются в положении, строго перпендикулярном к этой плоскости, отличаясь не более чем на $2-3^\circ$. Когда видны трещины спайности по (010) и (001), угасание положительное, если Nr_1 лежит в остром углу, и отрицательное, когда Nr_1 лежит в тупом углу.

Измерение всегда производится для оси Nr_1 . Если трещины спайности незаметны, знак угасания может остаться не опреде-

ленным; тогда трудно отличать более кислые плагиоклазы от более основных по углам максимального угасания, и требуется проверка при помощи других методов или путем определения показателя преломления.

При очень ценных качествах неудобством этого метода являются затруднения, которые возникают в случае присутствия двух плагиоклазов разного состава.

Следует иметь в виду, что число разрезов плагиоклазов в шлифе, которые пригодны для данного метода, весьма значительно. Оно увеличивается благодаря тому, что для определения наибольшего симметричного угасания пригодны также и те разрезы, которые не обладают вполне симметричным угасанием. В случае, если угасание не вполне симметрично, может быть принято во внимание среднее из ряда отсчетов, которое почти равно наибольшему симметричному угасанию; с другой стороны, небольшие отклонения от симметричного угасания оказывают малое влияние на окончательный результат.

Углы симметричного угасания дают возможность определять все плагиоклазы. Однако невозможность определить при этом знак угасания создает затруднение для определения альбита и олигоклаза, с одной стороны, и андезина, с другой. В этом случае необходимо дополнительное определение показателей преломления.

От альбита до олигоклаза различия достигают всего 6° ; различие постепенно увеличивается до 11° для плагиоклазов с содержанием анортита 30%, до 16° с содержанием анортита 50%, и т. д. Таким образом удастся отличить альбит и олигоклаз, с одной стороны, и андезин, с другой, имеющие сходные углы угасания.

3. Метод Бекке и Беккера. Определяется характерное угасание в разрезах, перпендикулярных к (010) и (001) ($\perp 010 : 001$). Такие разрезы, как проведенные перпендикулярно к M (010), двойниковой плоскости по альбитовому закону, характеризуются тем, что двойниковые полосы резко отграничены одни от других. В этом случае, когда полосы параллельны нити микроскопа, они освещены одинаково, и в них заметны в обыкновенном свете и при опущенном конденсаторе (зажатой диафрагме) тонкие трещинки по (001) и по (010), не сдвигающиеся в стороны при поднятии и опускании тубуса микроскопа, указывающие на то, что плоскости (010) и (001) параллельны оси микроскопа.

Самые подходящие разрезы можно находить среди полевошпатовых микролитов и порфириновых выделений излившихся и жильных изверженных пород; в глубинных эти разрезы находят по резко выраженным взаимно почти перпендикулярным трещинам спайности, по квадратным очертаниям границ между отдельными зонами при зонарной структуре плагиоклазов. Если отсутствует двойниковая структура или же трещины спайности, что может быть особенно часто в микролитах, угасание определяют

по отношению к краям микролитов, имея в виду, что от альбита до битовнита направление оси Np_1 образует меньший угол со следом плоскости (010).

Так как угол угасания мало изменяется при небольшом угле отклонения плоскости разреза от оси, идущей параллельно по ребру (010):(001), при небольших углах отклонения ошибка определения угла угасания не имеет существенного значения для точности определения плагиоклаза.

Между альбитом и олигоклазом состава $Ab_{79}An_{21}$ ось Np_1 лежит в тупом углу между следами плоскостей (010) и (001), в более богатых анортитом плагиоклазах — в остром углу. Особенно хорошие результаты дает данный метод для плагиоклазов от альбита (-15°) до лабрадора ($+30^\circ$), так как на 1% анортита угасание изменяется на 1° .

Данный метод применяется следующим образом.

Находят разрезы с трещинами спайности, идущими почти под прямым углом. Проверяют отсутствие их передвижения в стороны при перемещении тубуса микроскопа. Проверяют правильность выбора разреза по резким границам между альбитовыми двойниками и по одинаковому их освещению при положении двойниковой границы параллельно нити окуляра. Производят определение угла угасания, т. е. положения Np_1 в отношении плоскости (010); выясняют положение Np_1 в тупом или остром углу между трещинами спайности по (001) и (010), т. е. определяют знак угасания. По диаграмме определяют состав плагиоклаза.

4. Метод Фуке. Метод Фуке основан на определении угасания в разрезах, перпендикулярных к биссектрисам Ng и Np (см. рис. 132). В основании этого метода лежит то, что положение плоскости оптических осей, а следовательно и биссектрис, в плагиоклазах находится в теснейшей зависимости от химического состава их. В зависимости от положения плоскости оптических осей находится и величина угла угасания в разрезах, перпендикулярных к биссектрисам, или, что то же, угла между Np_1 и следом плоскости (010), т. е. следом спайности или альбитовой двойниковой плоскости; величина этого угла зависит от химического состава плагиоклаза.

Разрезы, перпендикулярные к биссектрисе Np , характеризуются тем, что почти перпендикулярно к ним идет плоскость (010), так как в ряде плагиоклазов ось Np лежит почти в плоскости (010); поэтому двойниковые полосы по альбитовому закону, как и трещины спайности, по (010) выступают весьма резко; кроме того, эти разрезы характеризуются интерференционной окраской, — средней между наиболее высокой и наиболее низкой в данном шлифе. Так как угол оптических осей у плагиоклазов близок к 90° , интерференционная окраска разрезов, перпендикулярных к биссектрисам Ng и Np , почти одинакова.

Разрезы, перпендикулярные к Ng , характеризуются тем, что в них также наблюдается средняя интерференционная окраска, но двойниковые полосы сильно размазаны, так как ось Ng

в кислых плагиоклазах почти перпендикулярна к (010), и трещины спайности по этой плоскости также незаметны. Поэтому угасание определяют в кислых плагиоклазах по отношению к плоскости (001). В более основных плагиоклазах заметны и двойники по (010) и спайность по этой плоскости, так как N_g в них идет косо к (010).

Найдя подходящий, судя по его интерференционной окраске и другим признакам, разрез плагиоклаза, его помещают в центре поля зрения, устанавливают сильный объектив и, проверив центрировку столика, наблюдают фигуру в сходящемся свете. Если разрез перпендикулярен к биссектрисе, при вращении препарата в центре поля зрения то сходятся, то расходятся два черных пятна (изогирь). Если они сходятся в центре поля зрения, столик поворачивают и следят за направлением, в каком расходятся пятна. В этом направлении вставляют ось N_p фиолетовой пластинки; если поле зрения при этом окрашивается в синий цвет, разрез перпендикулярен к биссектрисе N_g , если в желтый — к биссектрисе N_p .

После этого снова вставляют слабый объектив и определяют угасание. Самый же плагиоклаз определяют по нижеприведенной таблице или диаграмме рис. 132. При этом необходимо определить в каждом шлифе углы угасания, перпендикулярные как к N_p , так и к N_g , так как лишь в таком случае получаются наиболее точные результаты, если нельзя определить знак угасания.

Углы угасания в разрезах, перпендикулярных к биссектрисам N_g и N_p , по отношению к следам плоскостей (010) или (001), или к следу плоскости периклиновых двойников σ

| Мол. % Ап | $\perp N_p$ | | $\perp N_g$ | |
|--------------|-------------|----------|-------------|--------|
| | (010) | σ | (001) | (010) |
| 5 | - 15,5° | - 11,5° | + 20° | — |
| 13 | - 9,5 | - 6 | + 12 | — |
| 20 | - 0,5 | + 3 | + 6 | — |
| 25 | + 7 | + 10,5 | + 2,5 | — |
| 37 | + 23 | + 27 | - 6,5 | - 7° |
| 52 | + 25 | + 34 | - 26 | - 27,5 |
| 63 | + 8 | + 46 | - 37,5 | - 34 |
| 75 | + 32 | + 50 | - 50 | - 40,5 |
| 100 | + 31 | + 55,5 | - 67 | - 55 |

В случае наличия альбитовых двойников определяется угасание по отношению к их двойниковой плоскости (010), если есть карлсбадский двойник — к следу его двойниковой плоскости, также обозначаемой (010), иногда по отношению к плоскости (001) или же к следу двойникового шва по периклиновому закону. Может показаться, что отыскание таких разрезов очень

трудно; однако после небольшого опыта удается находить их довольно легко.

Разрезы, перпендикулярные к Nm , отличаются между скрещенными николями наиболее низкой интерференционной окраской, а также тем, что при вращении столика в сходящемся свете из центра расходятся по диагоналям к нему сходятся распычатые пятна. Эти разрезы от альбита до олигоклаза состава $Ab_{75}An_{25}$ мало характерны, так как углы угасания близки к 1° . Начиная от андезина, различие в величине углов быстро возрастает от 6 до 41° ; поэтому для более основных плагиоклазов разрезы весьма показательны и могут оказать значительную помощь при определении их.

5. Метод определения угла угасания комбинированного (одновременно альбитового и карлсбадского) двойника в разрезе, вырезанном перпендикулярно к (010) (метод Мишель-Леви). В том случае, когда имеется комбинированный двойник (по карлсбадскому и альбитовому законам одновременно), достаточно одного разреза, перпендикулярного к (010), чтобы определить плагиоклаз, и нет необходимости искать максимального угла угасания данной зоны. Такого рода разрезы узнаются по тому, что при повороте кристалла на 45° альбитовый двойник исчезает и остается видимым только простой карлсбадский двойник, при нулевом положении исчезают оба двойника, за исключением тонких черных линий, обусловленных наложением альбитовых двойниковых полосок своими краями друг на друга.

Такие разрезы дают углы равного угасания в двойниковых полосках каждой половины карлсбадского двойника, и, следовательно, получаются две группы углов равных угасаний.

На диаграмме рис. 132 горизонтальные линии обозначают наименьшие углы равных угасаний, в то время как кривые (альбито-карлсбадские двойники) изображают более крупные углы равных угасаний. Пересечение этих двух линий дает ту точку, которая определяет относительное содержание молекул альбита и анортита; соответствующие числа содержания анортита (An) дают вертикальные линии.

Разрезы, наклоненные под углом большим, чем 10° , по отношению к зоне, нормальной к (010), могут быть использованы для предварительного определения плагиоклазов при том условии, что берется среднее из нескольких определений углов неравного угасания как эквивалент к углам равного угасания, получаемым в хорошо ориентированном разрезе.

Ход определения следующий. Находят комбинированный (карлсбадский и альбитовый) двойник, обладающий возможно более симметричным угасанием двойниковых полосок в каждой из половин карлсбадского двойника; определяют угасание в альбитовых полосках сперва в одной половине карлсбадского двойника ($1'$ и $1''$), затем во второй половине ($2'$ и $2''$). Меньшее из полученных чисел дает угасание по горизонтальной линии диа-

| Мол. % An | ⊥ Np | | | | ⊥ Nm | | | | ⊥ Ng | | | |
|--------------|-------|-------|------|-------|-------|------|-----|-------|-------|-------|-----|-----|
| | 1 | 1' | 2 | 2' | 1 | 1' | 2 | 2' | 1 | 1' | 2 | 2' |
| | 0,5 | -16,5 | +16 | +15,5 | -15,5 | + | + | - | + | -26,5 | -5 | +48 |
| 13 | -8,5 | +8 | +7 | -7 | + | + | 0 | + | -40,5 | -5 | +46 | -77 |
| 20 | - | +0,5 | + | - | + | + | + | + | -54,5 | +2 | +40 | -72 |
| 25 | +7 | +7 | +2 | +2 | 0,5 | 0,5 | 0 | 8 | - | - | - | - |
| 35 | +18,5 | -18,5 | -5,5 | +6,5 | 1,5 | 1,5 | + | -19 | -26,5 | -5 | +48 | +82 |
| 52 | +25 | -31 | -11 | + | 13,5 | 13,5 | +40 | -27,5 | -40,5 | -5 | +46 | -77 |
| 83 | +32 | -69 | -40 | 0 | 28,5 | 25 | +37 | -28 | -54,5 | +2 | +40 | -72 |
| 97 | +32 | -82 | -70 | -10 | 40,5 | 37 | +35 | -37 | - | - | - | - |

граммы, большее — по кривым карлсбадско-альбитовых двойников. Пусть среднее угасание 1 и 1' = 15°, 2 и 2' = 20°; в таком случае содержание анортита в определяемом плагиоклазе будет 42%.

6. Метод Дюпарка и Рейнгагарда. Дюпарком и Рейнгагардом составлены две таблицы. На одной даны угасания в разрезах, перпендикулярных к осям *Np*, *Nm* и *Ng*, в двойниках по (010) (индивидуумы 1 и 1') и в двойниках по карлсбадскому закону — по оси *c* = (001) (индивидуумы 2 и 2').

На другой даны угасания в разрезах, перпендикулярных к биссектрисам *Np* и *Ng*, по отношению к следу двойниковой плоскости периклиновых двойников σ для индивидуума 1 и карлсбадскому двойнику для индивидуума 2.

Из второй таблицы видно, что разрезы, перпендикулярные к *Np*, для плагиоклазов от лабрадора до анортита мало характерны; они особенно показательны для кислых плагиоклазов, в особенности если известен знак угасания, определению которого помогает определение показателей преломления. Разрезы, перпендикулярные к *Ng*, облегчают определение основных плагиоклазов.

В кислых плагиоклазах, сравнительно бедных анортитовой молекулой (альбит-лабрадор), разрезы, перпендикулярные к *Np*, почти перпендикулярны к (010), т. е. к двойниковой плоскости по альбитовому закону и к трещинам спайности. Поэтому при определении угасаний используются эти именно следы плоскости (010). Наоборот, в плагиоклазах, богатых анортитовой молекулой, ось *Np* наклонена под более или менее значительным углом плоскости (010) — двойниковой плоскости и плоскости спайности; поэтому разрезы, перпен-

дикулярные к Np , для определения основных плагиоклазов не особенно пригодны.

Разрезы, перпендикулярные к Ng , лежат в зоне $(001) : (010)$. В кислых плагиоклазах (альбит-андезин) эти разрезы почти параллельны плоскости (010) (двойниковой плоскости по альбитовому закону или плоскости спайности). Поэтому здесь почти не видны следы этих плоскостей, и необходимо измерять угасание по отношению к следам трещин спайности по (001) . В разрезах, перпендикулярных к Ng , в основных плагиоклазах угасание может измеряться по отношению к следам плоскости как (001) , так и (010) .

| Мол. % Ап | $\perp Np$ | | $\perp Ng$ | |
|--------------|------------|-----|------------|-------|
| | 1 | 2 | 1 | 2 |
| 0,5 | +78,5 | -77 | -17 | -15 |
| 13 | +85 | -85 | + 0,5 | + 1,5 |
| 20 | -87 | +87 | - 1 | - 1 |
| 25 | -80 | +79 | - 2,5 | + 2 |
| 35 | -68 | +68 | - 7,5 | - 6 |
| 52 | -56,5 | +59 | -23,5 | - 5 |
| 73 | -39,5 | +32 | -40,5 | 0 |
| 94 | -34 | +24 | -37 | +21 |

Поэтому рекомендуются в случае кислых плагиоклазов разрезы, перпендикулярные к Np , в случае основных плагиоклазов — разрезы, перпендикулярные к Ng .

При определении состава плагиоклаза по одному разрезу могут быть допущены ошибки; поэтому необходимо определять их в разрезах, перпендикулярных как к Np , так и к Ng . Помощь в этом отношении может оказывать также проверка состава плагиоклаза по показателям преломления.

В кислых плагиоклазах проверка может производиться также путем определения наибольшего угла симметричного угасания: обе кривые — для разрезов, перпендикулярных к Np , и для наибольших углов симметричного угасания — в значительной степени совпадают друг с другом.

В случае двойникового сложения по альбитовому закону проверка производится путем измерений угасания в индивидуумах двойника (I и I'); если присутствуют карлсбадские двойники — также в индивидуумах 2 и 2'.

7. Метод определения угасания в карлсбадском двойнике. Хорошие результаты получаются при определении угла угасания между наименьшими осями оптической индикатрисы в разрезах карлсбадских двойников, перпендикулярных к (010) ; угол между осями Np_1 в одной и другой половине такого двойника обозначается буквой ω . Такого рода разрезы характеризуются тем, что обе половины двойника угасают

неодновременно и обладают одинаковыми углами угасания (рис. 132).

В каждой из половин трещины спайности по (001) стоят почти вертикально и образуют друг с другом угол в 128° .

Угол ω для плагиоклазов различных составов следующий:

| Название | Мол. % Ап | ω | $Np_1 : (001)$ |
|---------------------|--------------|-------------|----------------|
| Альбит | 0 | 168° | $+20^\circ$ |
| Олигоклаз | 20 | 140° | $+6^\circ$ |
| Андезин | 35 | 118° | -5° |
| Лабрадор | 52 | 94° | -17° |
| Битовнит | 73 | 66° | -31° |
| Анортит | 100 | 52° | -38° |

Цельзиан

$BaAl_2Si_2O_8 \cdot (Cn)$. Моноклинный.

$Ng = 1,5940$; $Nm = 1,5886$; $Np = 1,5835$; $Ng - Np = 0,0105$.

Оптически положительный. $2V = 86^\circ 22' - 71^\circ 58'$.

Уд. вес 3,3—3,45. Кристаллы короткостолбчатые, с хорошо развитой призмой (110). Спайность совершенная по (001), ясная по (010), менее ясная по (110). Встречаются двойники по закону карлсбадскому, бавенскому и манебахскому. В шлифе бесцветный. Плоскость оптических осей (010). Острая биссектриса Ng с осью a [трещинами спайности по (001)] образует угол 28° , тупая биссектриса Np с вертикальной осью c — угол около 3° или с осью a — 62° .

Отличается от ортоклаза и гиалофана большими углами угасания на плоскости (010), оптическим характером, большим удельным весом, трудной растворимостью.

Встречается в зонах контактов вместе с гранатом, шефферитом и др.

Гиалофан

$Sp_{40}Og_{60}$ до $Sp_{10}Og_{90}$. Моноклинный.

$Ng = 1,534 - 1,547$; $Np = 1,528 - 1,542$; $Ng - Np = 0,005 - 0,006$.

Оптически отрицательный. $2V = 74 - 78^\circ$.

Уд. вес 2,6—2,8. Внешний вид и спайность, как у цельзиана. Плоскость оптических осей перпендикулярна к (010). Угол угасания Np по отношению к плоскости (001) в разрезе, перпендикулярном к Ng , колеблется, в зависимости от состава, от $+2^\circ$ ($Sp_{90}Og_{10}$) до -16° ($Sp_{30}Og_{70}$).

Встречается изредка по всем признакам как контактный минерал в доломитах марганцевых месторождений Швеции.

Как видно из диаграммы (рис. 133), бариевые моноклинные полевые шпаты изоморфны с ортоклазом. Гиалофан относится к такой именно изоморфной смеси.

Последовательность работы при определении полевых шпатов. При исследовании полевых шпатов прежде всего устанавливают наличие ортоклаза, микроклина и плагиоклаза по следующим бросающимся в глаза признакам.

1. Ортоклаз — отсутствие полисинтетических двойников, показатели преломления меньше, чем у канадского бальзама, иной характер продуктов разрушения и пертитовые вроски.

2. Микроклин — решетчатая структура, пертитовые вроски, малые показатели преломления, продукты разрушения.

3. Плагиоклазы — полисинтетические двойники, иные показатели преломления, отсутствие пертитовых вросков, иные продукты изменения, присутствие иногда антипертитовых вросков.

Далее, когда установлено наличие плагиоклазов, определяют их показатели преломления по отношению к канадскому бальзаму. Если все показатели преломления плагиоклаза меньше, чем канадского бальзама, мы имеем плагиоклаз № 10 и более кислый; если больше — плагиоклаз более основной, чем № 10.

После этого применяется метод Бекке путем сравнения показателей преломления плагиоклаза с показателями преломления кварца, если он присутствует, либо один из методов определения плагиоклаза по угасанию, которые указаны были выше. В первую очередь применяется метод определения наибольшего симметричного угасания или методы использования разрезов, перпендикулярных к биссектрисам, к оптической нормали, к оси а, т. е. к (010) и (001) (P/M) одновременно.

Остальные методы служат для уточнения определения или применяются тогда, когда не находят разрезов, пригодных для применения перечисленных основных методов.

ИТАЛИТ

$\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$. Моноклинный.

$N_g = 1,516$; $N_m = 1,510$; $N_p = 1,504$; $N_g - N_p = 0,012$.

Оптически положительный. $2V = 83^\circ$ (около); $\gamma < \nu$.

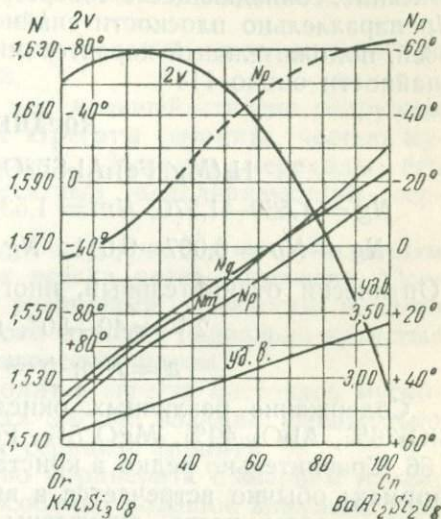


Рис. 133. Диаграмма оптических свойств смеси ортоклаза и целадонита (по Винчеллу).

Спайность совершенная по (001), ясная по (201). Бесцветный или серый, иногда красноватый, или зеленоватый. Блеск стеклянный, на плоскости (001) перламутровый. В шлифе бесцветный. Плоскость оптических осей и острая биссектриса перпендикулярны к (010). (001) : $Np = 2-8^\circ$; слабая перекрещенная дисперсия. Сходен с ортоклазом. Присутствует в гранитовых пегматитах совместно с другими литиевыми минералами (сподуменом, турмалином и др.). Характерные особенности петалита, отличающие его от сходных с ним других минералов: почти прямое угасание, совпадающее с совершенной спайностью, расположение Np параллельно плоскости спайности, большой угол оптических осей, положительный характер минерала, угол между трещинами спайности около 114° .

КОРДИЕРИТ

$H_2(Mg, Fe)_4Al_8Si_{10}O_{37}$. Ромбический.

$Ng = 1,539-1,570$; $Nm = 1,536-1,562$; $Np = 1,532-1,552$;

$Ng - Np = 0,007-0,011$; $Ng + Nm + Np = 1,536-1,558$.

Оптически отрицательный, иногда оптически положительный.

$2V = 40-80^\circ$, иногда до 90° .

$a = Nm$; $b = Ng$; $c = Np$.

Содержание различных окислов в кордиерите следующее: SiO_2 36%, Al_2O_3 49%, MgO 5%, FeO 8%, H_2O 2%. Уд. вес 2,57—2,66. Сравнительно редко в кристаллах, в короткопризматических формах; обычно встречается в виде неправильных зерен; в кристаллах углы часто округлены или корродированы. Изредка встречаются зерна, один конец которых закруглен, другой заострен.

Нередки двойники по призме (110), иногда по (130), с образованием псевдогексагональных кристаллов. Довольно часты полисинтетические полосатые двойники, очень сходные с альбитовыми двойниками плагиоклазов.

Спайность несовершенная по (110), в шлифе часто отсутствует. Часты включения с большим показателем преломления, окруженные плеохроичными оболочками.

Цвет кордиерита серый, голубоватый, голубой, иногда желтый, буроватый, беловатый. Часто ясно плеохроичный; Ng — бледносиний до фиолетового, Nm — темнофиолетовый до синего, Np — темный. Абсорбция: $Nm > Ng > Np$.

В шлифе бесцветный, иногда желтоватый и тогда плеохроичный.

Блеск на плоскостях излома жирный, что делает его сходным с кварцем.

Так как химический состав кордиерита непостоянный, колеблются и его показатели преломления, сила двупреломления, угол оптических осей и оптический характер минерала.

Плоскость оптических осей (100). Слабая дисперсия. $r < v$. Чрезвычайно характерные желтые плеохроичные оболочки вокруг мелких зерен радиоактивных минералов. Интенсивность окраски разнообразна — от слабо заметной, видимой в утренние часы работы неутомленному глазу, до ярко желтой и оранжевой (например в чарнокитовых гранитах, в кордиеритовых породах о. Цейлона). При вращении столика она исчезает. Наблюдаются иногда двойные плеохроичные оболочки. Сила двупреломления в них часто меньше, чем в остальной части зерна кордиерита, и понижается до нуля в кордиерите гранаткордиеритовых гнейсов слюдяного месторождения.

Сила двупреломления кордиерита чаще всего от 0,007 до 0,011. Редко спускается до 0,003.

Кордиерит часто в большей или меньшей степени разрушен, причем переходит в чешуйчатые агрегаты серицита, частью мусковита (пинита), хлорита, талька. Нередки переходы его в серпентиновидный тонкоагрегатный неполяризующий серпофит.

Характерно, что граница между кордиеритом и серицитовым агрегатом, также и серпофитом всегда резко выражена. Особенно связаны эти процессы с трещинами спайности и часто с включениями кварца, от которого отходят радиально-лучистые трещинки, выполненные чаще всего серпофитом.

Иногда весь кордиерит переходит в агрегат листочков мусковита и хлорита, располагающихся частью взаимно параллельно (гигантолит), или мелких чешуек серицита (пинит).

Чрезвычайно большое сходство кордиерита с кварцем и олигоклазом делает необходимым особенно большое внимание уделять также его парагенезу.

Кордиерит широко распространен в метаморфических горных породах, образовавшихся из глинистых и мергелистых, содержащих доломит $[CaMg(CO_3)_2]$ пород, в контакте с магматическими породами или в последних. Характерен и парагенез его с биотитом, который он часто замещает, одновременно с кварцем, калиевым полевым шпатом, силлиманитом, шпинелью, ставролитом, гранатом. Часто (чаще, чем обычно предполагают) он входит в состав контаминированных гранитов. Здесь исключительно характерен парагенез кордиерита с силлиманитом, биотитом, шпинелью, гранатом, кварцем и полевыми шпатами, нередко и с графитом, подтверждающим захват гранитной магмой глинисто-мергелистых пород осадочного происхождения, содержащих углерод. В таком парагенезе кордиерит присутствует в некоторых гранитах на огромных площадках в чарнокитах, кварцевых порфирах и других породах.

Часто входит в состав парагнейсов, гнейсов, кордиеритовых роговиков и др.

От сходных кварца и плагиоклаза отличается плеохроизмом, а главным образом плеохроичными оболочками и продуктами разрушения, кроме того, от кварца — двупреломлением; от орто-

| № п/п | Название минерала | Химический состав | Спайность | Ng | Nm | Np | Ng — Np | |
|-------|-----------------------|--|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 1 | Каолинит | $\left. \begin{array}{l} \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{H}_2\text{O} \\ \text{Al}_2\text{SiO}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O} \\ \text{Близок к леверрьериту} \\ \text{H}_{10}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{14} \\ \text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3(\text{O}, \text{OH})_{10}] \\ (\text{Mg}, \text{Ca})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot \text{nH}_2\text{O} \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot \text{nH}_2\text{O} \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot \text{nH}_2\text{O} \\ 2\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot \text{nH}_2\text{O} \\ \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \end{array} \right\}$ | Моноклинный | 1,566 | 1,559 | 1,560 | 0,005—0,007 | |
| 2 | Диксит | | То же | 1,566 | 1,562 | 1,560 | 0,006 | |
| 3 | Накрит | | " " | 1,563 | 1,562 | 1,557 | 0,006 | |
| 4 | Галлуазит | | " " | — | 1,542 | — | 0,001 | |
| 5 | Алофан | | " " | — | 1,47 | — | Изотропный | |
| 6 | Монотермит | | " " | — | 1,57 | — | 0,030 | |
| 7 | Леверрьерит | | " " | Моноклинный | 1,527 | 1,518 | 488 | 0,039 |
| 8 | Гидромусковит (иллит) | | " " | То же | 1,565—1,605 | — | 1,535—1,570 | 0,030—0,035 |
| 9 | Монтмориллонит | " " | " " | 1,513 | — | 1,492 | 0,021 | |
| 10 | Бейделлит | " " | " " | 1,519 | — | 1,517 | 0,032 | |
| 11 | Нонтронит | " " | " " | 1,585—1,655 | — | 1,560—1,6,9 | 0,020—0,035 | |
| 12 | Сапонит | " " | " " | 1,518—1,527 | 1,510—1,525 | 1,479—1,4 | 0,032—0,037 | |
| 13 | Пирофиллит | " " | " " | 1,600 | 1,588 | 1,55 | 0,048 | |

клаза несколько большими показателями преломления; от олигоклаза — плеохроичными оболочками и продуктами выветривания; от всех — наличием двойников по призмам.

Плавится инконгруэнтно при 1440°, при охлаждении дает смесь муллита и стекла.

ГРУППА КАОЛИНИТА (ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ)

Минералы группы каолинита или глинистые минералы обладают большим разнообразием и чрезвычайно широко распространены в земной коре. Входят в состав разнообразных глинистых пород (пелитовых и алевритовых), частью и мергелистых. Присутствуют, как продукты выветривания глиноземсодержащих минералов (полевых шпатов, нефелина) и других, в составе магматических и метаморфических пород, также в разнообразных рудных и нерудных жилах.

Полагают, что особенно широко распространен каолинит, замещающий полевые шпаты. Очень близки к каолиниту по своим кристаллооптическим свойствам диксит (гидротермальный минерал, часто в рудных образованиях) и накрит.

Кроме того, нередко встречается тонкодисперсный галлуазит, рыхлый до фарфоровидного, также чаще, чем обычно предполагается, монтмориллонит, монотермит, гидрослюды (леверрьерит, иллит и др.) и ряд других ана-

логичных минералов, частью являющихся тождественными друг другу.

Почти для всех этих минералов характерно тонкодисперсное, коллоидное, криптокристаллическое состояние, требующее для изучения их широкого применения термического, рентгеноструктурного, электронмикроскопического и иных методов исследования. Разнообразие этих минералов требует применения к ним новой методики, тем более, что горные породы, в состав которых они входят, получают все новое и новое технологическое применение.

Близок к группе каолинита также ряд минералов, к которым принадлежит как лишенные окислов железа минералы, например пиррофиллит, одна из составных частей некоторых метаморфических пород, бейделлит, так и содержащие более или менее значительные количества окислов железа, частью также магния; к ним принадлежат такие довольно широко распространенные минералы, как нонтронит, продукт преобразования ряда кристаллических пород и рудных тел, обогащенных окислами железа, также гизингерит, продукт разрушения основных магматических пород — габброноритовых и др.

В основе эти минералы представляют собой водные алюмосиликаты, в которых иногда алюминий замещается окисным железом; в состав некоторых из них входят более или менее значительные количества окиси кальция, магния и другие соединения.

Основные особенности минералов группы каолинита представлены в таблице на стр. 228.

Каолинит (рис. 134)

$H_4Al_2Si_2O_9$ или $(Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O)$. Моноклинный.

$Ng = 1,560-1,570$; $Nm = 1,559-1,560$; $Np = 1,553-1,563$;

$Ng - Np = 0,006-0,007$.

Оптически отрицательный. $2V$ непостоянный: $20-55^\circ$, по другим данным $0-96^\circ$.

$b = Ng$; $c : Np = 1-3,5^\circ$, Пл. о.о. (010).

Удлинение положительное.

Содержание: 48,5% SiO_2 , 39,5% Al_2O_3 и 14,6% H_2O

Чаще всего тонкодисперсный. При увеличении в 20 000 раз наблюдается в виде агрегатов правильно образованных шестиугольных пластинок. Иногда чешуйчатый, причем чешуйки, накладываясь друг на друга, образуют червевидные или веерообразные агрегаты; часто чешуйки, шестиугольные или неправильной формы, рассеяны независимо друг от друга. Иногда встре-

чается плотными агрегатами. Спайность весьма совершенная по (001).

Цвет агрегатов — белый; в зависимости от примеси микроглобулитовых гидратов окиси железа кремовый, охристо-желтый, бурый.

Каолинит представляет собой продукт разрушения минералов, богатых глиноземом: полевых шпатов, нефелина, скаполитов и

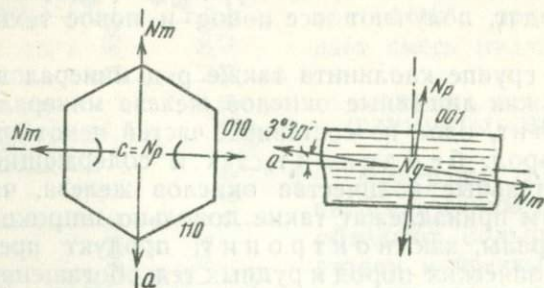


Рис. 134. Каолинит.

других силикатов, магматических и метаморфических пород, аркозов; часто входит в состав глинистых пород.

От сходных слюд каолинит отличается значительно меньшим двупреломлением, от диккита — значительно меньшим углом угасания и несколько меньшей силой двупреломления.

Чрезвычайно характерна дифференциальная термическая кривая с широким эндотермическим пиком при 550° и узким, более слабым, заостренным эндотермическим пиком при 1000° .

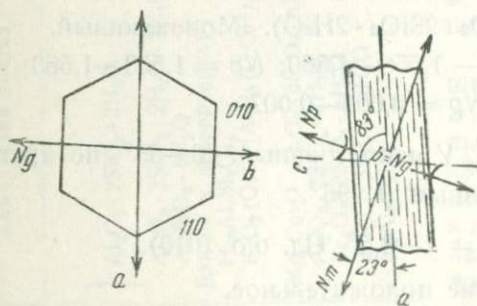


Рис. 135. Диккит.

Диккит (рис. 135)

$H_4Al_2Si_2O_9$. Моноклинный.

$Ng = 1,566$;

$Nm = 1,562$; $Np = 1,560$;

$Ng - Np = 0,006$.

Оптически положительный. $2V = 52-80^\circ$.

$b = Ng$;

$c : Np = 15-20^\circ$.

Пл. о. о. (010).

Удлинение положительное. Уд. вес 2,62. Обычно в виде мелких шестиугольных пластинчатых кристалликов с совершенной спайностью по (001). Бесцветный или желтоватый, в шлифе бесцветный. Показатели преломления немного больше, чем у канадского бальзама.

Встречается в рудных месторождениях. Образуется в результате гидротермальных процессов. От каолинита отличается несколько большим двупреломлением, большим углом угасания, более крупными размерами кристаллов.

Накрит

$H_4Al_2Si_2O_9$. Моноклинный.

$Ng = 1,563$; $Nm = 1,562$; $Np = 1,557$; $Ng - Np = 0,006$.

$a : Nm = 10-12^\circ$. Иногда $2V = \pm 90^\circ$.

Образует пластинчатые кристаллы. Входит в состав рудных жил пневматолитического происхождения. Иногда замещает кварц в кварцитах. В некоторых случаях содержит фтор. Встречается в некоторых порфиритах (Крым), в нефелиновых сиенитах.

Галлузит

$H_4Al_2Si_2O_9 \cdot 2H_2O$. Скрытокристаллический. (Тонкодисперсный)

$N = 1,542$.

Содержит 43,5% SiO_2 ; 36,9% Al_2O_3 ; 19,6% H_2O . Слабо поляризуется, иногда почти изотропный. Белый, порошокватый до очень плотного. В шлифе бесцветный.

Обычно в парагенезе с другими минералами группы каолинита, в глинах, в глинистых сланцах, изредка в известняках; в некоторых случаях сопровождается диаспором, гиббситом, алунином.

На дифференциальной термической кривой имеются каолинитовые пики - эндотермический (при 600°), экзотермический (при 1000°) и, кроме того, аллофановый эндотермический (при $150-250^\circ$).

Аллофан

$Al_2SiO_5 \cdot 5H_2O$. Скрытокристаллический. (Тонкодисперсный)

$N = 1,47$.

Уд. вес 1,8—2,0. Преимущественно натечный, иногда походит на опал, или порошокватый. Часто голубоватый, белый, желтоватый, буроватый. В шлифе бесцветный.

Обычно экзогидатогенный; образуется при разрушении некоторых алюмосиликатов в пустотах и трещинах рудных масс, иногда в месторождениях бурых углей, в парагенезе с каолинитом, с гиббситом. На дифференциальной термической кривой видны эндотермический пик при 200° и экзотермический при 1000° .

Левеэрьерит

$H_{10}Al_2Si_3O_{14}$. Моноклинный.

$Ng = 1,527$; $Nm = 1,518$; $Np = 1,488$; $Ng - Np = 0,039$, иногда меньше.

Оптически отрицательный. $2V = 0-50^\circ$. Пл. о.о. (010); $Np \perp (001)$.

Удлинение положительное.

Химический состав непостоянный. Часты примеси MgO , CaO , Fe_2O_3 , также K_2O . Содержит до 49,90% SiO_2 , до 37,02% Al_2O_3 , 0,80—3,65 Fe_2O_3 , 1,13% K_2O . Потери при прокаливании до 8,65%.

Окрашен в белый, желтоватый цвет; сходен с каолинитом; переходит в серицитовидный минерал; в мокром виде очень пластичен. Встречается в некоторых глинах, в углистых сланцах, входит в состав бентонитов.

Монтеррит

По химическому составу близок к левеэрьериту. $Nm = 1,57$; $Ng - Np = 0,030$. Угасание прямое или почти прямое. Чешуйками или тонкодисперсный. Составляет главную массу часовъярских, губинских и других глин. На дифференциальной термической кривой один экзотермический клин (при 1000°).

Гидромусковит (гидрослюда, иллит)

$KAl_2(OH)_2[AlSi_3(O, OH)_{10}]$. Моноклинный.

$Ng = 1,565-1,605$; $Np = 1,535-1,570$; $Ng - Np = 0,030-0,035$.

Оптически отрицательный. Угол $2V$ малый.

Минерал, переходный по пути изменения мусковита при выветривании до каолинита, иногда частью до гиббсита.

Образует мелкие чешуйки, иногда совместно с каолинитом, взаимно прорастая. Бесцветный или желтоватый. Встречается как промежуточный продукт разрушения полевых шпатов, биотита, мусковита. Часто входит в состав почв и глин. От мусковита отличается меньшим углом оптических осей, от монтмориллонита — большим показателем преломления, от каолинита — более высоким двупреломлением.

Монтмориллонит

$(Mg, Ca)O \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$. Моноклинный.

$Ng = 1,513$; $Np = 1,492$; $Ng - Np = 0,021$.

Оптически отрицательный. $2V = 10-25^\circ$.

Образует плотные тонкозернистые, тонкодисперсные коллоидные массы, иногда глиноподобные; цвет розовый, красноватый,

зеленоватый, серый; в шлифе бесцветный. Иногда видны чешуйки и тонкие чешуйчатые агрегаты. Входит, как важная часть, в состав бентонитовых глин, в особенности образовавшихся из вулканических пеплов и туфов; присутствует в фуллоновых землях, в составе сукновальных глин.

Пирофиллит (рис. 136)

$H_2Al_2Si_4O_{12}$. Ромбический.

$Ng = 1,600$; $Nm = 1,588$; $Np = 1,552$; $Ng - Np = 0,048$.

Оптически отрицательный. $2V = 53-60^\circ$.

$a = Ng$; $b = Nm$; $c = Np$. Пл. о.о. (010).

Удлинение положительное.

Содержит SiO_2 66,5%; Al_2O_3 28,5%; H_2O 5%. Уд. вес 2,66—2,90. Образует чешуйчатые агрегаты и плохо ограненные кристаллики, чешуйчатые или таблитчатые плоскости (001). Кристаллики часто изогнутые. Спайность весьма совершенная по (001). Бесцветный. Ось Np почти перпендикулярна к (001), ось Ng параллельна (001).

Присутствует в некоторых метаморфических породах, в частности, в пирофиллитовых сланцах Волыни (относившихся ранее к тальковым). Часто встречается в числе гидротермальных образований, иногда в крупных массах (Заглик в Закавказье); нередко наблюдается в парагенезе с андалузитом, силлиманитом, дистеном, лазулитом и алунитом.

От талька и серицита, с которыми он очень сходен, отличается большим углом оптических осей; микрокристаллический пирофиллит оптическими методами отличить от талька или серицита очень трудно; вопрос разрешает химический анализ, микрохимические реакции или окрашивание.

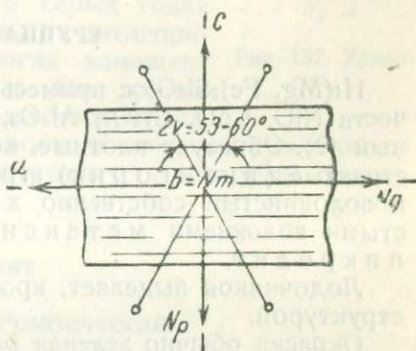


Рис. 136. Пирофиллит.

Понтронит (хлоронал)

$H_4Fe_2Si_2O_9$. Моноклинный.

$Ng = 1,585-1,655$; $Np = 1,560-1,625$; $Ng - Np = 0,020-0,035$.

Оптически отрицательный, иногда положительный.

Угол $2V$ большой, иногда 40° .

Уд. вес 2,5. Плотный, опаловидный, землистый. Весьма совершенная спайность по (001). С HCl дает гель. В шлифе желтый разных оттенков с плеохроизмом желтого, зеленого, буровато-желтого цвета. Образуется, как продукт разрушения, среди рудных жил и в кристаллических породах.

Гизингерит

$\text{H}_4\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Сингония неясная.

$Nm = 1,47-1,59$. $2V = 0^\circ$ до небольшого.

Оптически отрицательный.

Цвет черный, черно-зеленый, в шлифе желтоватый, зеленый без плеохроизма. Тонкодисперсный, тонкокристаллический, волокнистый. Встречается в трещинах габброноритов и лабрадоритов Волыни как продукт выветривания.

ГРУППА СЕРПЕНТИНА

$\text{H}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_9$ с примесью в ряде случаев небольших количеств NiO, CoO, Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MnO. Уд. вес 2,5—2,6. Моноклинный (?). Образует плотные, волокнистые (хризотил) или листоватые (антигорит) агрегаты. Различают параллельно-тонковолокнистый собственно хризотил, твердый с более толстыми волокнами метаксит и твердый радиально-лучистый пикролит.

Лодочников выделяет, кроме того, серпופит с зернистой структурой.

Окраска обычно зеленая различных оттенков, иногда буроватая, желтая, красноватая. В шлифе бесцветный, реже окрашен в светлозеленый цвет. Плеохроизм либо слабый, либо незаметен.

Серпентиновидный волокнистый минерал окрестностей Пассау в Баварии, замещающий хондродит в кристаллических известняках, отличается тем, что лучи, колеблющиеся перпендикулярно к волокнам, почти полностью поглощают свет, колеблющиеся параллельно им — совершенно не поглощают его.

Хризотил (рис. 137)

$\text{H}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_9$. Ромбический.

$Ng = 1,517-1,557$; $Np = 1,493-1,543$; $Ng - Np = 0,011-0,014$,
редко до 0,020, иногда 0,004.

Оптически положительный, редко отрицательный.

$2V = 0-90^\circ$. $a = Nm$; $c = Ng$.

Удлинение обычно положительное.

Всегда волокнистый, степень тонкости волокон различна. В связи с малым диаметром волокна интерференционная окраска достигает обычно только начала желтого цвета первого порядка (табл. V, рис. 1). Образует поперечно-волокнистые прожилки в серпентините, состоящая преимущественно из антигорита. Сходен с тремолитом, антофиллитом, крокидолитом, которые всегда отличаются более высоким, чем хризотил, показателем преломления, а тремолит также косым угасанием.

Серпофит

$H_4(Mg, Fe)_3Si_2O_9$. Скрытокристаллический.

$N = 1,50—1,57$. Иногда $Ng — Np$ до 0,003.

Массивный, бесструктурный, без спайности. Изредка волнистый, поляризует в серых тонах первого порядка. Входит совместно с антигоритом в состав серпентинитов, иногда замещает кордиерит по тонким трещинкам. От других видов серпентина отличается только изотропией или слабым двупреломлением, и относится по существу к скрытокристаллическому дисперсному антигориту, с которым связан переходами.

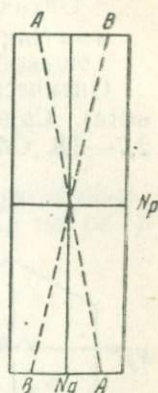


Рис. 137. Хризотил.

Антигорит

$H_4(Mg, Fe)_3Si_2O_9$. Ромбический.

$Ng = 1,562—1,573$; $Nm = 1,562—1,573$; $Np = 1,555—1,564$;

$Ng — Np = 0,007—0,009$.

Оптически отрицательный. $2V = 20—90^\circ$.

$a = Nm$; $b = Np$; $c = Ng$. Пл. о.о. (100).

Удлинение положительное.

Образует бесформенные зерна и листоватые или листовато-волокнистые агрегаты (табл. V, рис. 2). В шлифе бесцветный или бледнозеленый и тогда плеохроичный: Ng — бледнозеленый, $Nm = Np$ — бледный, зеленовато-желтый. Образуется при гидротермальных процессах за счет энстатита, гиперстена, авгита, оливина и других минералов; сопровождается хризотилом, серпофитом, тальком, магнетитом, хромитом, пикотитом. От сходного хлорита отличается полным отсутствием аномальных интерференционных окрасок. Можно думать, что хризотил — тонковолокнистая, а серпофит — скрытокристаллическая разновидность антигорита.

ТАЛЬК (рис. 13)

$(\text{OH})_2\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)_2$. Моноклинный.

$N_g = 1,575-1,590$; $N_p = 1,538-1,545$; $N_g - N_p = 0,030-0,050$.

Оптически отрицательный. $2V = 6-20^\circ$, редко до 30° .

$a = Nm$; $b = Ng$; $c = Np$; иногда угасание $2-3^\circ$. Пл. о.о. (010).

Оптический характер удлинения положительный (как у мусковита). Содержит небольшие примеси Fe, Mn, Ni, Cr. Уд. вес 2,7—2,8. Образует листочки, редко хорошо ограненные, с перламутровым блеском на плоскости весьма совершенной спайности (001).

Встречается главным образом в метаморфических породах — тальковых сланцах, тальковых породах, иногда с магнезитом, также в тальково-хлоритовых сланцах, присутствует иногда в перidotитах, всегда как вторичный минерал; часто в ассоциации с оливином, ромбическими пироксенами,

серпентином, хлоритом, тремолитом, доломитом, магнезитом и др.; часто как гидротермальный минерал.

От сходных мусковита и пиррофиллита отличается меньшим углом оптических осей. Ассоциация с магнезиальными минералами говорит против присутствия пиррофиллита или серицита.

ГРУППА ХЛОРИТА

Магнезиально-железистые алюмосиликаты, $\beta = 89^\circ 40'$. Моноклинные или псевдогексагональные, как и слюды, от которых отличаются меньшей силой двупреломления и меньшими показателями преломления. Обычно цвет их зеленый; часто плеохроичный. Спайность весьма совершенная по (001).

Среди хлоритов различают две подгруппы: 1) ортохлориты, богатые Mg и бедные Fe, обычно хорошо окристаллизованные; 2) лептохлориты, богатые Fe и бедные Mg, хуже окристаллизованные.

К ортохлоритам относятся клинохлор, пеннин, делессит, кочубейт, прохлорит, к лептохлоритам — шамовит, турингит. Кроме этих, имеется большое число других разновидностей хлоритов, часто плохо охарактеризованных.

В общем хлориты представляют собой твердый раствор двух минералов: Sp — серпентина $\text{H}_4(\text{Mg, Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_6$ и At — амезита $\text{H}_4(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_2\text{SiO}_9$. Клинохлор имеет состав $\text{Sp}_1\text{At}_1 \cdot \text{Sp}_2\text{At}_3$, уд. вес 2,65—2,77; пеннин — Sp_3At_2 — Sp_1At_1 , уд. вес 2,60—3,00.

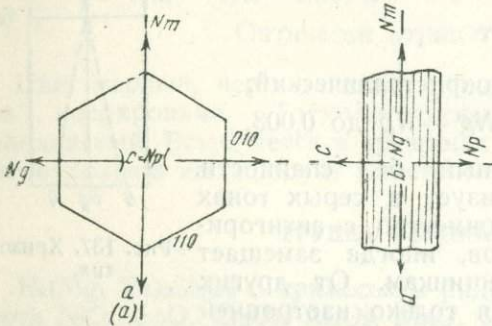
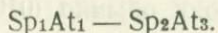


Рис. 138. Тальк.

Клинохлор (рис. 139 и 140)



$N_g = 1,576-1,597$; $N_m = 1,571-1,588$; $N_p = 1,571-1,588$;

$N_g - N_p = 0,004-0,011$.

Оптически положительный. $2V = 0-50^\circ$, иногда больше.

$b = Nm$; $c : Ng = 2-9^\circ$. Пл. о.о. (010).

Удлинение обычно отрицательное.

Образует мелкие и крупные чешуйки с псевдогексагональными очертаниями. Часты полисинтетические двойники по (001). Зеленый. Плеохроирует с абсорбцией N_p и $N_m > N_g$.

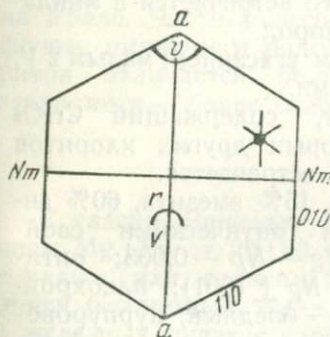


Рис. 139. Клинохлор. Разрез, параллельный спайности.

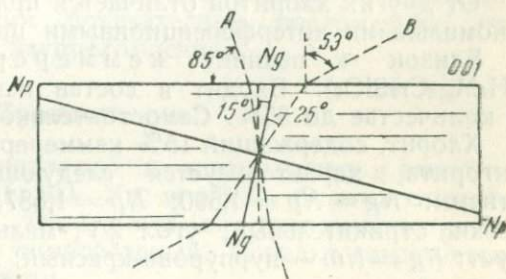


Рис. 140. Клинохлор. Разрез, перпендикулярный к спайности.

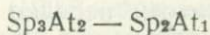
Входит в состав хлоритовых сланцев и ряда других метаморфических пород. Парагенез с тальком, антигоритом, хондродитом, флогопитом. Часто как продукт изменения магнезиально-железистых силикатов, содержащих Al_2O_3 (биотита, амфиболов, пироксенов).

От других хлоритов отличается косым угасанием; от пеннина, кроме того, большим двупреломлением и ясной двуосностью.

Кочубейит — разновидность клинохлора, богатая Cr_2O_3 (до 11,4%). Он плеохроирует: N_p и N_m синевато-красный, N_g желтовато-красный. Оптически положительный с меняющимся углом оптических осей.

Лейхтенбергит — бесцветный, безжелезистый клинохлор.

Пеннин



$N_g = 1,576-1,583$; $N_m = 1,576-1,582$; $N_p = 1,575-1,582$;

$N_g - N_p = 0,001-0,004$.

Оптически положительный или отрицательный; $2V = 0-20^\circ$

Пл. о.о. обычно (010).

Угасание прямое или почти прямое.

Чешуйки или таблички с псевдогексагональными очертаниями. Спайность весьма совершенная по (001). Цвет зеленый или зеленоватый. Плеохроизм от зеленого до почти бесцветного, иногда от зеленого до буровато-красного.

Характерны часто наблюдаемые аномальные интерференционные окраски, то ржаво-бурые, то индигово-синие. Часты двойники полисинтетические по (001), в шлифе с трудом различимые.

Пеннин часто встречается как продукт изменения минералов, содержащих Mg и Fe, также граната. Часто встречается в миндалинах излившихся средних и основных пород.

От других хлоритов отличается прямым угасанием, малым $2V$, аномальными интерференционными цветами.

Близок к пеннину кеммерерит, содержащий Cr_2O_3 ($H_4Mg_2Cr_2SiO_9$). Входит в состав некоторых других хлоритов в количестве до 35%. Самостоятельно не встречается.

Хлорит, содержащий 15% кеммерерита, 15% амезита, 60% антигорита, характеризуется следующими оптическими свойствами: $Ng = Np = 1,590$; $Np = 1,587$; $Ng - Np = 0,003$; оптически отрицательный; угол $2V$, малый; $Np \perp (001)$; плеохроизм: $Ng = Nm$ — пурпурово-красный; Np — бледный, пурпурово-красный.

Встречается редко на Урале в Касли, Шайтанке.

Прохлорит (рипидолит)

$Ng = 1,599-1,667$; $Nm = 1,589-1,667$; $Np = 1,588-1,658$;

$Ng - Np = 0,001-0,011$.

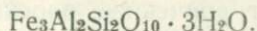
Оптически положительный. $2V = 0-30^\circ$.

Пл. о. о. (010).

Удлинение отрицательное.

Часто образует мелкие чешуйки, иногда червевидные агрегаты. Спайность по (001). Угасание прямое. Входит в состав некоторых хлоритовых пород как главная составная часть, часто сопровождается магнетитом; нередко продукт изменения силикатов. Характерно нахождение в жилах с кварцем и адуляром, альбитом, титанитом и др. От клинохлора и пеннина отличается высокими показателями преломления.

Шамозит



$Ng = 1,635$; $Ng - Np = 0,007 - 0,008$. Угол $2V$ малый.

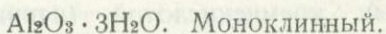
Оптически отрицательный.

Часты оолитовые и псевдосферолитовые структуры. Слагающие элементы этих структур расположены не радиально, а концентрически. Иногда таблитчатый или массивно-агрегатный. Спайность по одному направлению не так совершенна, как у слюды. С трещинами спайности совпадает Ng . Интерференционные цвета иногда слабо аномальные. Видная составная часть оолитовых железных руд английской юры, большей частью морского происхождения, частью пресноводного. Встречается также в Шотландии, Лотарингии, Южной Швеции, Чехословакии, Ньюфаундленде, на Урале. Часто в ассоциации с сидеритом, кальцитом, коллофаном, пиритом и рядом кластических минералов. От ортохлоритов отличается большими показателями преломления, от глауконита — более слабым двупреломлением.

Турингит

Согласно Винчеллу принадлежит к лептохлориту с отношением $Mg : Fe$ от 20 : 80 до 0 : 100. Уд. вес 3,07. Отрицательный, с малым или средним $2V$. Оливковый до темнозеленого; Np почти бесцветный, $Ng - Nm$ темнозеленый. Изредка встречается в железных рудах с карбонатом.

Гиббсит (гиттаргиллит) (рис. 114)



$Ng = 1,576 - 1,589$; $Nm = 1,554 - 1,567$; $Np = 1,554 - 1,567$;

$Ng - Np = 0,022$ (Роджерс и Керр).

$2V = 0 - 44^\circ$. $r > v$.

Оптически положительный.

$b = Np$; $a : Ng = 21 - 44^\circ$. Пл. о. о. \perp (010); иногда (010)

(Деклазо)

Угол $2V$ уменьшается при температуре 27°C до 0. При дальнейшем нагревании плоскость оптических осей располагается параллельно (010); при охлаждении процесс идет в обратном направлении.

Согласно Миллигану (1922), при нагревании до 145° потеря воды не наблюдается; при дальнейшем нагревании постепенно теряет воду. При 1000° рентгенограмма указывает на образование корунда.

Образует частью шестиугольные чешуйки и листочки, частью же кристаллы, ограниченные плоскостями (001) и (010), имеющие форму как бы квадратных призм. Такие кристаллы образуются при перекристаллизации алюмогеля, широко распространенной тонкодисперсной скрытокристаллической разновидности гиббсита. Наблюдаются полисинтетические двойники по (001), сходные с альбитовыми двойниками плагиоклазов.

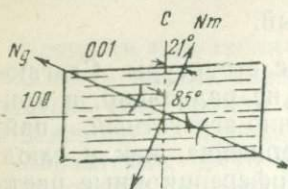


Рис. 141. Гиббсит.

Гиббсит широко распространен как продукт разрушения полевых шпатов вместе с каолинитом. Входит в состав первично осажденных гиббситовых (тригидратных) бокситов (скрытокристаллическая разновидность), перекристаллизованных (каменистых) бокситов (в виде призматических образований). Характерный парагенез: каолинит, бемит, гидрогематит, иногда рутил.

Алюмогель (скрытокристаллический тонкодисперсный гиббсит) образуется особенно часто в условиях тропического климата, в меньших количествах и в условиях более умеренного климата.

Иногда сходен с халцедоном, но обладает большим показателем преломления и большей силой двупреломления.

ГРУППА СЛЮД

Слюды широко распространены в горных породах; среди изверженных они присутствуют главным образом в кислых, т. е. богатых кремнекислотой (например в гранитах), среди кристаллических сланцев — в гнейсах и слюдяных сланцах.

Несмотря на большое значение слюд, их химический состав, ввиду его необычайной сложности, до сих пор не выяснен полностью; существуют различные точки зрения на их состав и химическую структуру. Во всяком случае, обычно на них смотрят как на сложную изоморфную смесь нескольких также сложных алюмосиликатов, главным образом силикатов алюминия, щелочей, окислов магния и железа с листами Si_4O_{10} . Всегда содержится много воды (0,92—5,30%).

Для слюд характерны моноклинные сингония и псевдогексагональный характер таблитчатых кристаллов, весьма совершенная спайность по (001), очень высокое двупреломление.

Все они оптически отрицательны. В зависимости от положения плоскости оптических осей, различают две подгруппы их: слюды I рода — пл. о. о. \perp (010) и слюды II рода — пл. о. о. \parallel (010); к слюдам I рода относятся мусковит и лепидолит, к слюдам II рода — биотит и флогопит.

Кроме этих четырех разновидностей, различаются: лепидомелан — богатый Fe биотит, фуксит — Cr — содержащий мусковит, серицит — тонкочешуйчатый вторичный мусковит, парагонит — натровая слюда.

Мусковит (включая серицит) (рис. 142)

(H, F)₄K₂(Al, Fe)₆Si₆O₂₄. Моноклинный.

$N_g = 1,593 - 1,611$; $N_m = 1,587 - 1,607$; $N_p = 1,556 - 1,570$;

$N_g - N_p = 0,037 - 0,041$.

Оптически отрицательный. $2V = 30 - 45^\circ$; $r > V$ слабая.

$b = N_g$; $a : Nm = 1 - 3^\circ$. Пл. о. о. \perp (010).

Оптический характер удлинения положительный. Химический состав непостоянный. Колебания в процентах следующие: SiO₂ 43,7—46,5; Al₂O₃ 30,6—38,3; K₂O 8,6—11,8; H₂O 4,0—6,0; F 0,05—1,3, иногда немного Na₂O.

Кроме того, согласно Трегеру, присутствуют: TiO₂ 0,1—6,7; Cr₂O₃ 0,02—0,07; MnO 0,01—0,2; NiO 0,01—0,2; F 0,05—0,1; в литиновом мусковите 3—10 Li₂O; в циннвальдите Cs₂O до 0,5; Rb₂O 0,5—2,0; BeO 0,01—0,1.

Редко встречается в хорошо образованных кристаллах, ограниченных плоскостями (001), (110), (010) и реже (011) обычно в виде неправильных листочков, агрегатов их, вплоть до тонкочешуйчатых (серицит).

В шлифе листочки часто сжаты по (001) и в поперечных разрезах имеют форму как бы палочек с длинными тонкими трещинами спайности. В шлифе бесцветные, иногда бледнозеленые. Шагреновая поверхность ясно видна и почти исчезает при вращении столика микроскопа до положения спайности перпендикулярно к сечению поляризатора. Плеохроизм отсутствует или он очень слабый. Интерференционная окраска очень чистая, яркая до высших цветов второго порядка в разрезах, перпендикулярных к спайности. В разрезах, параллельных спайности, $N_g - N_p = 0,004 - 0,006$ и интерференционная окраска первого порядка, волнисто сменяющаяся от серовато-белой до желтоватой.

Угасание прямое или почти прямое; в последнем случае иногда видно полисинтетическое двойниковое сложение по (001). Острая биссектриса всегда перпендикулярна или почти перпендикулярна к (001).

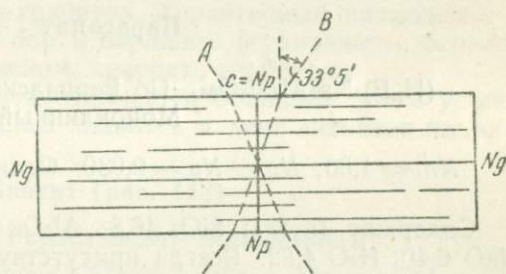


Рис. 142. Мусковит.

Мусковит особенно широко распространен в метаморфических породах — гнейсах, слюдяных сланцах, филлитах. Видную роль играет в мусковитовых и двуслюдяных гранитах, в пегматитах, где кристаллы его иногда достигают особенно крупных размеров, сопровождается включениями магнетита, ильменита, турмалина и др. Особенно характерно для мусковита ясно постмагматическое происхождение его. Иногда встречается в осадочных породах — в аркозах, зеленых песках харьковского яруса, некоторых песчаниках и др.

От биотита отличается почти полным отсутствием плеохроизма, двуосностью, от талька — большим углом оптических осей; от лепидолита и парагонита — окраской в пламени паяльной трубки, микрохимическими реакциями.

Фуксит — мусковит, в котором Al_2O_3 частично замещена Cr_2O_3 (до 6,1%). Зеленый и синевато-зеленый, плеохроичный. $Nm = 1,594$; $2E$ средней величины ($68-70^\circ$); большая сила двойного лучепреломления, как у мусковита: $Ng - Np = 0,040$. Встречается в некоторых слюдяных кварцитах, слюдяно-карбонатных сланцах, гнейсах, тальковых породах, доломитах, также в кварцево-карбонатных породах около серпентинитов.

Парагонит

$(H, F)_4Na_2Al_6Si_6O_{24}$. По Вернадскому $(Na, H)_2Al_2Si_2O_8$.
Моноклинный.

$Nm = 1,60$; $Ng - Np = 0,030$. Оптически отрицательный.

Содержит (в %): SiO_2 46,8; Al_2O_3 40,06; MgO 0,65; CaO 1,26; NaO 6,40; H_2O 4,82. Всегда присутствует K, иногда TiO_2 .

Листоватые, чешуйчатые агрегаты. Уд. вес 2,8—2,9. Бесцветный, серовато-белый, зеленоватый, желтоватый. В шлифе бесцветный. Плоскость оптических осей занимает нормально симметричное положение. Плеохроизм отсутствует. $2E = 70-85^\circ$, иногда почти одноосный. Дисперсия $r > v$. Встречается почти исключительно в кристаллических сланцах, вместе с кианитом, ставролитом и мусковитом, иногда с омфацитом, указывающим на местный приток растворов с Na_2O ; редко присутствует в пегматитах, в контактах. От мусковита почти не отличим. Часто слюда, относимая к мусковиту, в кристаллических сланцах представлена парагонитом.

Лепидолит

$(H, F)_4K_2Li_3Al_5Si_6O_{24}$. Моноклинный.

$Ng = 1,562-1,566$; $Nm = 1,557-1,563$; $Np = 1,531-1,537$;

$Ng - Np = 0,027-0,031$;

$$Ng = 1,605; Nm = 1,598; Np = 1,560; Ng - Np = 0,045;$$

$$Ng - Nm = 0,007.$$

Оптически отрицательный. $2V = 40^\circ$.
 $b = Nm$; $c : Np = 0-6^\circ$. Пл. о.о. $\perp (001)$.

Удлинение положительное.

Химический состав непостоянный. Колебания в процентах следующие: SiO_2 49,9—57,2; Al_2O_3 17,6—25,1; $FeO + Fe_2O_3$ 0,5—5,2; K_2O 10,1—11,2; Li_2O 4,3—5,5; H_2O 1,9—2,2; F 6,2—8,6. Уд. вес 2,8—2,9. В сходном полилитиионите Li_2O 8,24%. Кристаллы неизвестны, обычно шестиугольными или неправильной формы листочками. Спайность, как у мусковита. Окраска разнообразна: бесцветный, персиково-розовый, зеленоватый. В шлифе бесцветный, иногда розоватый. Сила двупреломления, как и показатели преломления, не вполне постоянные. Интерференционная окраска до цветов середины третьего порядка. Угасание от 0 до 6° . Наблюдаются полисинтетические двойники по (001); встречаются двойники прорастания.

Часто присутствует в гранитных пегматитах, в высокотемпературных жилах, иногда в гранитах. Характерный парагенез с минералами, содержащими бор и бериллий (турмалином, бериллом, также с топазом, сподуменом, кварцем, альбитом).

От сходного мусковита отличается большим углом угасания (до $6-7^\circ$). Лепидолит легко плавится и дает литиевое пламя.

Биотит (рис. 143)

$(H, F)_4K_2(Mg, Fe)_6Al_2Si_6O_{24}$. Моноклинный.

$$Ng = 1,574 - 1,638; Nm = 1,574 - 1,638; Np = 1,541 - 1,579;$$

$$Ng - Np = 0,033 - 0,060, \text{ при значительном содержании FeO и больше.}$$

Оптически отрицательный. $2V = 0^\circ$ или очень малый.

$$b = Nm; c : Np = 0-3^\circ.$$

Химический состав очень непостоянный. Колебания в следующих процентах: SiO_2 33,1—40,8; Al_2O_3 12,2—18,8; $FeO + Fe_2O_3$ 5,8—35,4; MgO 1,4—23,9; H_2O 7,7—9,6; TiO_2 0,32—3,84.

По Трегеру, в качестве примесей присутствуют: V_2O_5 0,03—0,2; Cr_2O_3 0,02—0,2; SrO до 0,01; BaO 0,1—3,0.

Биотит может быть до известной степени представлен как твердый раствор двух минералов: магниального — флогопита, состава $H_4K_2Mg_6Al_2Si_6O_{24}$ и железистого — аннита, состава $H_4K_2Fe_6Al_2Si_6O_{24}$.

При этом Al_2O_3 может замещаться Fe_2O_3 (почти на 20%), FeO и MgO замещаются MnO (до 21%), частью CaO (до 14%), $K_2O - Na_2O$ (до 6%), $H - F$ (до 5,5%).

Богатые железом биотиты называются *л е п и д о м е л а н а м и*.
Образует шестиугольные таблички, чаще неправильной формы
листочки с хорошо развитой плоскостью (001); листочки, парал-
лельные (001), обычно лапчатые, без спайности, перпендикуляр-
ные к (001) и часто палочкообразные или с не вполне развитой

плоскостью (001) и с длинными тонки-
ми трещинами спайности по одному на-
правлению (табл. V, рис. 3).

Характерна окраска, обычно корич-
невая, разных оттенков и интенсивно-
сти, в зависимости от содержания Fe_2O_3
и TiO_2 . Биотиты проявляют интен-
сивный плеохроизм с изменением интен-
сивности окраски, но не цвета, напри-
мер от светлоричневой для колеба-
ний, перпендикулярных к спайности
(Np), до темнокоричневой или даже
почти черной в направлении, параллель-
ном спайности ($Ng = Nm$). Поэтому

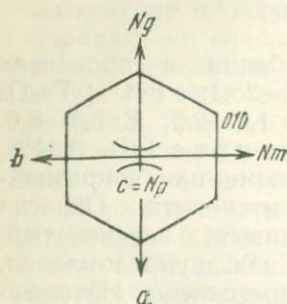


Рис. 143. Биотит.

листочки, параллельные спайности, окрашены в темный цвет.
Схема абсорбции для биотита: $Ng = Nm > Np$.

Присутствуют характерные плеохроичные оболочки
(неправильно называемые плеохроичные «дворики»). Они имеют
шарообразную форму с включением радиоактивного минерала
внутри.

Плеохроичные оболочки наблюдаются чаще всего вокруг
циркона, ортита, иногда также апатита, титанита, главным обра-
зом в горных породах палеозойского и более древнего возрас-
тов. Иногда в оболочках наблюдается несколько зон различной
интенсивности окраски, которые указывают на действие Em , RaA ,
 Ra , в других проявляются признаки действия Th . Иногда наблю-
дается увеличение силы двойного лучепреломления, также и угла
оптических осей. Те же изменения получились при действии на
биотит в течение 4—9 месяцев лучей радия.

Угасание прямое. Интерференционная окраска при нормаль-
ной толщине шлифа очень высокая — второго, третьего и более
высоких порядков. В разрезах, параллельных спайности, сила
двойного лучепреломления понижается иногда до 0° ; такие раз-
резы почти совершенно не действуют на поляризованный свет.

Имеет в своем составе летучие компоненты. При более или
менее значительном давлении, при высокой температуре и малом
давлении (например при излиянии лав) теряет эти компоненты,
разрушается, делается черным, непрозрачным. Такого рода из-
менения биотита, часто только в краевой оболочке, называются
о п а ц и т и з а ц и е й; при этом часто кристаллы его сохраняются.
Опацитизация происходит только при излиянии лавы или при-
ближении ее к поверхности земли.

Биотит чрезвычайно широко распространен в магматических
породах, от перидотитов до гранитов и ряда нефелиновых и лей-

цитовых пород, в пегматитах, также в метаморфических породах — гнейсах, слюдяных сланцах, филлитах, роговиках, карбонатных породах, амфиболитах и т. д.

Характерна генетическая связь биотита с оливином через амфиболы и пироксены в биотитсодержащих породах (магматических и метаморфических); он образуется последним из числа темноцветных минералов. Иногда встречается, как кластический минерал, в осадочных горных породах.

Наблюдаются параллельные сростания его с мусковитом, хлоритом, графитом, иногда с амфиболами, авгитами.

Нередко биотит механически деформирован: листочки его изогнуты, расщеплены, смяты, иногда распадаются на агрегаты мелких и мельчайших чешуек.

При преобразовании биотита из него выщелачивается часть К и Fe, увеличивается содержание H; при этом биотит часто переходит в зеленый хлорит; переход происходит с постепенным изменением окраски и уменьшением силы двойного лучепреломления; иногда наблюдается резкий переход от биотита к хлориту. В биотитах, содержащих окись титана, наблюдается иногда переход окраски биотита в более светлую с выделением большого количества титанистого железняка в виде мелких зерен; иногда образуется и игольчатый рутил (сагениит); часто выделяется одновременно кальцит в смеси с кварцем и железорудными минералами, иногда вместо них также эпидот; при дальнейшем ходе преобразования биотита он замещается смесью карбонатов или эпидота и кварца.

Биотит отличается от окрашенных щелочных слюд окраской, плеохроизмом, присутствием плеохроичных оболочек, малым углом оптических осей (до 0°), положением плоскости оптических осей; от темного литионита — отсутствием реакций на литий.

Биотит нередко гидратизируется, переходя в вермикулит; он теряет часть щелочей, приобретает золотистую окраску и почти металлический блеск. Одновременно, теряя упругость, делается гибким и неупругим. При нагревании вермикулита выше 100° он теряет воду и сильно вспучивается, причем 1 м^3 его вместо 2500—3000 кг весит всего 60 кг; кристаллы его, нагретые до той же температуры, приобретают, расширяясь, червевидную форму.

Крупное месторождение вермикулита находится на Урале среди серпентинитов. В шлифе он теряет свои свойства, если при приготовлении шлифов слишком сильно нагревается канадский бальзам. Сила двойного лучепреломления меньше, чем у слюд; химический состав непостоянный, $2V$ очень мал, $Nm = 1,545 - 1,581$; $Ng - Np = 0,020 - 0,031$. Окраска бурая, а плеохроизм от бесцветного (Np) до светлокорицевого (Ng).

Никельсодержащий вермикулит называется гриффититом. В нем $Ng - Np = 0,020 - 0,031$. Окраска буровато-зеленая, $Ng = 1,573$, $Np = 1,485$, $Ng - Np = 0,087$. Встречается редко.

Свойством распухать при нагревании обладает также куккеит, состава $\text{Li}_2\text{Al}_6\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (?), близкий к лелидолиту. Бесцветный; $N_g = 1,597$, $N_p = 1,576$, $N_g - N_p = 0,021$; $2V = 0 - 80^\circ$; оптически положительный. Встречается с турмалином по всем признакам как новообразованный продукт.

Кальциобиотит характеризуется большим содержанием CaO (до 14,3%). Он бурый до почти бесцветного; плоскость оптических осей (010); $r < v$; N_g и N_m — красно-бурые, N_p — светложелтый или бесцветный. Встречается в силикатовой корке известковых вулканических выбросов.

Баритобиотит серебристо-белый, содержит до 5,1% BaO . $N_m = 1,6053$; $N_g - N_p = 0,0304$; $N_g = N_m$ — оба оливково-зеленые, $s = N_p$ — желтовато-бурый; в шлифе бесцветный, почти одноосный, оптически отрицательный. В известняках Кайзерштуля (Германия).

Манганофил, богатый марганцем; бронзово- и медно-красные пластинки и листочки, иногда буро-черные; острая отрицательная биссектриса перпендикулярна к (001); $N_m = 1,582 - 1,636$; $N_g - N_p = 0,014 - 0,043$; $2V = 3^\circ 35' - 33^\circ 30'$; $r > v$. Встречается в контактово-метаморфических известняках района шведских марганцевых месторождений, также в альноите.

Аномит отличается от биотита нормально симметричным положением плоскости оптических осей, перпендикулярной к плоскости симметрии (010).

В лавах Лаахерского озера, дацитах и других излившихся породах нередко присутствует красно-бурый обожженный биотит (рубеллан).

Флогопит

(H, F) $_4\text{K}_2\text{Mg}_6\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{24}$. Моноклинный.

$N_g = 1,566 - 1,606$; $N_p = 1,534 - 1,562$; $N_g - N_p = 0,033 - 0,047$.

Оптически отрицательный. $2V = 0 - 17^\circ 20'$.

$b = N_g$; $s : N_p = 0 - 5^\circ$. Угасание большей частью прямое.

Удлинение положительное.

Встречается часто в виде шестиугольных табличек или призматических кристаллов, иногда (Слюдянка) очень крупных размеров. Обычно в виде небольших табличек или листочков. Спайность, как у биотита. В шлифе светлокоричневый до бесцветного, слабо плеохроичный. Двойники по (001) часты, но с трудом заметны, главным образом по не вполне одинаковой интерференционной окраске соседних полосок.

Особенно часто присутствует в метаморфизованных известняках и доломитах, в сланцах, содержащих корунд, огромными кристаллами во вторичных пироксенитах на Слюдянке, в южной Норвегии, Оттаве, на о. Мадагаскаре, редко в магматических породах, иногда в серпентинитах. Переходит в чешуйчатые агрегаты, состоящие главным образом из талька.

От биотита отличается более светлой окраской и слабой абсорбцией; бесцветный флогопит отличается от мусковита меньшим углом оптических осей.

АНГИДРИТ (рис. 144)

CaSO_4 . Ромбический.

$$Ng = 1,614; Nm = 1,576; Np = 1,570; Ng - Np = 0,044.$$

Оптически положительный. $2V = 42^\circ$; $r < v$.

$$a = Ng; b = Nm; c = Np.$$

Уд. вес 2,93. Образует обычно мелко- и крупнозернистые агрегаты, также плохо оформленные кристаллы, иногда удлиненные. Редки хорошо образованные кристаллы. Нередко образует включения в каменной соли. Спайность по трем направлениям, параллельным взаимно перпендикулярным пинакоидам, — (100), (010), (001). Обычно наблюдаются полисинтетические двойники по (101). Особенно хорошо видны эти двойники на плоскости (010). Бесцветный.

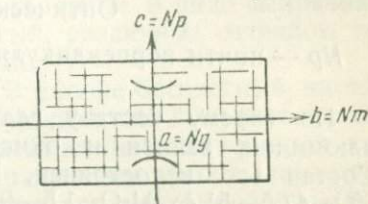


Рис. 144. Ангидрит.

В шлифах нормальной толщи интерференционная окраска высокая. Угасание прямое.

Встречается в крупных массах, переходящих в гипс, в верхних частях соляных куполов среди каменной соли. От гипса отличается большими показателями преломления и большим дву-преломлением, а также псевдокубической спайностью.

КАТАПЛЕНТ

$\text{H}_4(\text{Na}_2)\text{ZrSi}_3\text{O}_{11}$; обычно с CaO . Моноклинный.

$$Ng = 1,627; Np = 1,591; Ng - Np = 0,029 - 0,036.$$

Оптически положительный. $2E = 30 - 60^\circ$.

$$b = Nm.$$

Форма кристаллов первично гексагональная, после понижения температуры — моноклинная. Часто таблитчатый по (001). Уд. вес 2,75. Спайность совершенная по (110), видимая в шлифе.

Часто водянпрозрачный, иногда мутный, светло- и темно-бурый, серовато-синий до бесцветного. Выше температуры преобразования (около 140° , в зависимости от химического состава) оптически положительный, одноосный, ниже ее — двуосный. Положение плоскости оптических осей непостоянное, даже в кристаллах одного и того же месторождения.

Легко растворяется в соляной кислоте без образования геля. Входит в состав некоторых нефелиновых сиенитов Норвегии.

Встречается редко. Представляет собой вторичный минерал по эвдиалиту.

ГЛАУКОНИТ

(K, Na) · (Mg, Fe) (Fe, Al)₃Si₆O₁₈ · 3H₂O. Моноклинный.

$Ng = 1,623 - 1,645$; $Nm \cong Ng$; $Np = 1,603 - 1,615$; $Ng - Np =$
 $= 0,020 - 0,030$; $2V = 0 - 20^\circ \pm$ (Шнейдер);

$Ng = 1,610 - 1,643$; $Nm = 1,609 - 1,643$; $Np = 1,590 - 1,612$;

$Ng - Np = 0,018 - 0,032 - 2V = 16 - 40^\circ$ (Рок).

Оптически отрицательный.

Np — почти перпендикулярна к (001) (плоскости спайности).

По своему составу глаукоцит представляет силикат калия, алюминия, закиси и окиси железа и магния, содержит воду. Состав его непостоянен. Колебания в процентах следующие: SiO₂ 47,5—51,4; Al₂O₃ 1,5—9,5; Fe₂O₃ 16,4—30,8; K₂O 3,7—7,8. Уд. вес 2,2—2,8. Чаще плотный или тонкозернистый, реже тонколистватый и тонкопластинчатый. Иногда землистый, неправильными зернами, нередко также почковидными, округлой формы, изометричными. Зеленый различных оттенков; в листоватых разновидностях обнаруживает ясный плеохроизм от темнозеленого, параллельно листочкам, до светложелтого, перпендикулярно к ним, иногда грязносерый; $Ng = Nm > Np$. Рельеф умеренный, шагреневая поверхность ясно видна. Интерференционная окраска в отдельных листочках довольно высокая; обычно агрегатно поляризуется. Угасание почти прямое.

Встречается исключительно в осадочных породах (песках, известняках, мергелях и т. п.), образуя в них небольшие до 3 мм в диаметре зерна различной формы — шарообразные, яйцевидные и т. д., часто с почковидной поверхностью; нередко выполняет пустоты спикулей, губок, раковин фораминифер и др. Образуется и в настоящее время. Марганцевым глаукоцитом Федоров и Никитин назвали минерал из третичных песчаников Богословского округа; отличается большим содержанием Mn и малым SiO₂.

Селадонит по составу своему очень близок к глаукоциту, представляя собой богатый калием слюдовидный силикат зеленого цвета с резко выраженным плеохроизмом: $Ng = Nm$ темнозеленый, Np — светлый, зеленовато-желтый. Показатели преломления: $Ng = 1,638$; $Nm = 1,630$; $Np = 1,625$; $Ng - Np = 0,03$, вероятно и больше. $2V$ небольшой. Оптический характер отрицательный. Знак удлинения положительный. Встречается исключительно в основных магматических породах и их туфах, образуя иногда псевдоморфозы по авгиту. В породах Карадага (Крым)

встречен селадонит почти одноосный: $Ng = 1,591$, $Ng - Np = 0,025$; Ng — зеленый, Np — серо-зеленый.

ТОПАЗ

$Al_2SiO_4(OH, F)_2$. Ромбический.

$Ng = 1,617 - 1,638$; $Nm = 1,610 - 1,631$; $Np = 1,607 - 1,629$;
 $Ng - Np = 0,008 - 0,011$.

Оптически положительный. $2V = 48 - 65^\circ$; $r > v$.

$a = Np$; $b = Nm$; $c = Ng$. Пл. о. о. (010).

Уд. вес 3,532—3,574. Встречается в виде прекрасно образованных кристаллов, обычно короткопризматических, столбчатых агрегатов, иногда радиально-лучистых, также в виде неправильных зерен. Бесцветный, иногда желтый, различных оттенков, голубой и др. Часто водянопрозрачный.

Спайность совершенная по (001). В шлифе бесцветный, иногда с заметными трещинами спайности; показатели преломления его непостоянны; очень ясный рельеф и отчетливо выраженная шагреньевая поверхность. Увеличение содержания фтора, замещающего гидроксил, вызывает увеличение угла оптических осей и уменьшение показателей преломления; оптический характер минерала положительный.

При нагревании до очень высокой температуры теряет гидроксил и фтор и переходит в муллит. При разрушении переходит иногда в агрегат мусковита (серицита) или каолинита.

Часто присутствует в грейзенах и содержащих оловянный камень гранитах и связанных с ними пегматитах, в некоторых риолитах, также в контактовых зонах и некоторых кристаллических сланцах. Редко в гранитных пегматитовых выделениях среди лабрадоритов (Волянь).

Характерный парагенез: турмалин, флюорит, касситерит, мусковит.

От сходного кварца отличается значительно большим показателем преломления, трещинами спайности и двуосностью; от силлиманита — меньшим показателем преломления и силой двойного лучепреломления, от андалузита — формой спайности, оптическим характером, малым углом оптических осей.

ВОЛЛАСТОНИТ (рис. 145)

$CaSiO_3$. Моноклинный.

$Ng = 1,631 - 1,635$; $Np = 1,629 - 1,633$; $Nm = 1,614 - 1,621$;
 $Ng - Np = 0,014 - 0,017$.

Оптически отрицательный. $2V = 35 - 40^\circ$; $r > v$.

$b = Nm$; $c : Np = + 32^\circ$. Пл. о. о. (010).

Содержит примеси Mg и Al. Уд. вес 2,8—2,9. Образует столбчатые индивидуумы, вытянутые по оси b или таблитчатые по

(100), реже по (010), также волокнистые столбчатые агрегаты. Спайность совершенная по (100) и (001) под углом $84^{\circ}30'$, несколько менее совершенная по (101) и (102); в шлифе спайность обнаруживается в виде тонких прямолинейных трещин. Нередки двойники по (100).

В шлифе бесцветный. Угасание в продольных разрезах прямое, в поперечных — косое. Так как кристаллы удлинены по

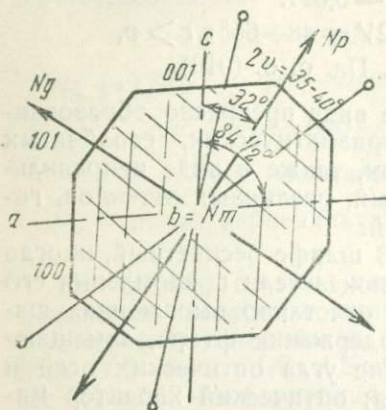


Рис. 145. Волластонит.

оси *b*, совпадающей с *Nm*, удлинение может быть как положительным, так и отрицательным, что весьма характерно для волластонита. При 1190° переходит в псевдогексагональный псевдovolластонит, с $2V = 0-8^{\circ}$, $Nm = 1,611$, $Ng - Np = 0,041$, оптически положительный. Плавится при 1540° . Наблюдались случаи перехода волластонита в кальцит, кварц и опал, в нонтронит под действием сульфатов железа, в бурый железняк, вад и пирролизит и др.

Встречается как высокотемпературный минерал преимущественно в кристаллических известняках, особенно в контактово-метаморфических, реже в кристаллических сланцах, например, в некоторых авгитовых гнейсах; реже присутствует в качестве первичного минерала в некоторых нефелинитах, также в нефелиновых сиенитах (Ально, Швеция), дитроитах (Дитро, Румыния), в связи с вплавлением известняков в магматические породы, часто с гранатом, диопсидом, эпидотом, кальцитом.

От сходных минералов группы эпидота волластонит отличается показателем преломления и легкой растворимостью в горячей соляной кислоте, также меньшей силой двойного лучепреломления; от цоизита — большей силой двойного лучепреломления; от очень сходного с ним розенбушита — меньшей силой двупреломления и окраской.

От сходного тремолита отличается тем, что последний обладает спайностью, характерной для роговых обманок, сравнительно большими углами угасания и расположением плоскости оптических осей.

ЦЕЛЕСТИН (рис. 146)

$SrSO_4$. Ромбический.

$Ng = 1,631$; $Nm = 1,623$; $Np = 1,622$; $Ng - Np = 0,009$.

Оптически положительный. $2V = 51^{\circ}$; $r > v$.

$a = Ng$; $b = Nm$; $c = Np$. Пл. о.о. (010).

Уд. вес 4,00. Кристаллы таблитчатые или вытянуты по a или b . Спайность весьма совершенная по (001), совершенная по (110). Бесцветный.

Угасание прямое. Встречается в известняках и песчаниках; сходен с баритом, от которого отличается большим углом оптических осей.

ПРЕНИТ

$\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Ромбический.

$$Ng = 1,645—1,665;$$

$$Nm = 1,624—1,642;$$

$$Np = 1,615—1,635;$$

$$Ng - Np = 0,020—0,035.$$

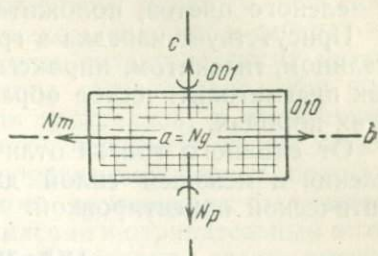


Рис. 146. Целестин.

Оптически положительный. $2V = 0—69^\circ$; $r > v$, реже $r < v$.

$$a = Np; b = Nm; c = Ng.$$

Уд. вес 2,80—2,95. Обыкновенно образует агрегаты таблитчатых кристалликов, соединенных друг с другом по плоскости (010), также и лучисто-таблитчатые, иногда столбчато-волокнистые, зернистые агрегаты. Спайность ясная по (001). В шлифе бесцветный. Интерференционная нормальная (иногда аномальная) окраска. Особенно характерно то, что при скрещенных николях наблюдается как бы паркетовидный характер минерала; угасание прямое. Удлинение отрицательное при таблитчатом габитусе, при призматическом — положительное.

Часто обнаруживает оптические аномалии и полисинтетическую двойниковую структуру, напоминающую структуру микроклина; иногда наблюдается перекрещенная дисперсия. Присутствует как вторичный минерал в пустотах основных изверженных пород (базальтов, габбро и др.), часто совместно с датолитом, цеолитами и др., изредка в кислых изверженных породах, иногда в трещинах в кристаллических сланцах, главным образом в авгитовых гнейсах, амфиболитах, волластонитовых породах, в метаморфизованных известняках и доломитах, известняково-силикатных роговиках. Характерный парагенез: кварц, кальцит, датолит, цеолиты.

От сходных андалузита, топаза и волластонита отличается большей, от лаусонита и датолита — меньшей силой двойного лучепреломления, от сходного томсонита — большим показателем преломления.

ДАНБУРИТ

$\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Ромбический.

$$Ng = 1,636; Np = 1,630; Ng - Np = 0,004—0,007.$$

Уд. вес 2,97—3,02. Кристаллы призматические; иногда встречается в виде зерен. Мало ясная спайность по (001). В шлифе бесцветный или желтоватый. $2V = 88—90^\circ$. Плоскость оптических осей (001). Оптически отрицательный для красного, желтого и зеленого цветов, положительный для синего.

Присутствует изредка в гранитах и пегматитах с кварцем, турмалином, титанитом, пироксеном, кальцитом, доломитом, обычно как пневматолитическое образование в контактово-метаморфических породах.

От сходного топаза отличается большим показателем преломления и меньшей силой двойного лучепреломления, а также оптической ориентировкой.

АНДАЛУЗИТ (рис. 147)

Al_2SiO_5 . Ромбический.

$N_g = 1,639—1,647$; $N_m = 1,633—1,644$; $N_p = 1,629—1,640$;
 $N_g - N_p = 0,007—0,011$.

Оптически отрицательный. $2V = 86^\circ$; $r > v$.

$a = N_g$; $b = N_m$; $c = N_p$. Пл. о.о. (010).

Удлинение отрицательное.

Al_2O_3 63,2% (Al частично замещен Mn и Fe, Si — Ti). Уд. вес 3,1—3,2. Сравнительно редко образует светлокрасные, красно-бурые, иногда зеленоватые кристаллы с почти квадратными поперечными сечениями, чаще неправильные зерна, иногда весьма малых размеров, или же столбчатые расходящиеся агрегаты. Спайность по призме (110) с углом около 89° , хорошо видимая в шлифе. В шлифе бесцветный, иногда светлорозовый, в последнем случае заметен плеохроизм от светлорозового до бесцветного; $a = N_g$ — бледнорозовый, иногда желтоватый, $c = N_p$ и $b = N_m$ — бесцветный или слабо зеленоватый. Плеохроичные оболочки окрашены в направлении N_p в желтый цвет, в направлении перпендикулярном окраска исчезает.

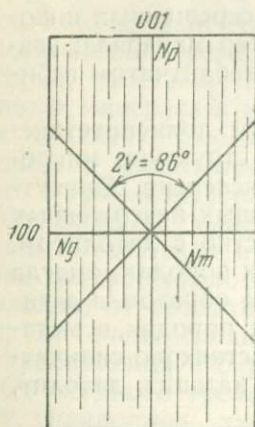


Рис. 147. Андалузит.

Довольно резко выраженная шагреновая поверхность и довольно сильный рельеф.

Часто присутствуют включения углистого вещества.

При нагревании до 1300° андалузит переходит в муллит. В природе часто наблюдаются переходы андалузита в силлиманит. Обратный переход не наблюдается ни в природе, ни в лаборатории. Иногда переходит в смесь корунда и шпинели, корунда и биотита, в кианит. При разрушении переходит в мелкочешуйчатый слюдястый агрегат.

Чрезвычайно характерно распространение его в метаморфических породах, особенно часто в контактах глинистых сланцев и гранитов. Присутствует также в регионально метаморфизованных породах, в гнейсах, слюдяных сланцах, тиллитах вместе с силлиманитом и кианитом, иногда с кордиеритом, гранатом, особенно часто во вторичных кварцитах с корундом, кварцем и серицитом.

Перепополненный углистым веществом андалузит носит название хиастолита; углистые частицы сосредоточиваются преимущественно во внутренних частях кристаллов; в поперечных разрезах такие кристаллы иногда дают четырехугольник, от которого расходятся по четырем направлениям черные полосы, образуя в общем крест. От сходного силлиманита отличается меньшей силой двойного лучепреломления и отрицательным оптическим характером, знаком удлинения, большим углом оптических осей. От топаза — спайностью и оптическим характером; от цоизита — характером спайности и большей силой двойного лучепреломления; от диопсида — меньшей силой двойного лучепреломления, спайностью и прямым угасанием; от сходного гиперстена — знаком удлинения.

СИЛЛИМАНИТ (рис. 148 и 149)

Al_2SiO_5 . Ромбический.

$N_g = 1,677-1,684$; $N_p = 1,657-1,661$;

$N_g - N_p = 0,020-0,023$.

Оптически положительный.

$2V = 20-35^\circ$; $r > v$.

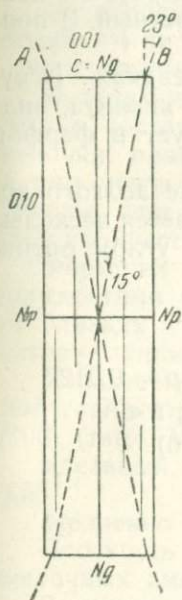


Рис. 148. Силлиманит. Разрез, параллельный вертикальной оси c .

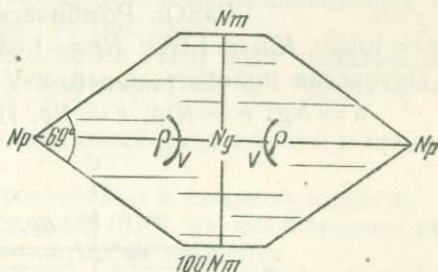


Рис. 149. Силлиманит. Разрез, перпендикулярный к верт. калыной оси c .

$a = N_p$; $b = N_m$; $c = N_g$. Пл. о.о. (010).

Удлинение положительное.

Часть Al замещается Fe. Уд. вес 3,23—3,25. Обычно встречается в виде волокнистых кристаллов, редко в виде более толстых призм (110).

Встречается главным образом в богатых алюминием контактовых породах, далее в различных кристаллических сланцах, часто с кордиеритом, гранатом, шпинелью, иногда с дистеном и др.; в исключительных случаях — в гранитах и других магматических породах; иногда образует в силлиманитовых гнейсах тонковолокнистые агрегаты (фибролит) (табл. V, рис. 4).

Отличается от андалузита и апатита положительным характером удлинения, большей силой двойного лучепреломления, от тремолита прямым угасанием.

МУЛЛИТ

$\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}(3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2)$. Ромбический.

$N_g = 1,654$; $N_m = 1,644$; $N_p = 1,642$; $N_g - N_p = 0,012$.

Оптически положительный. $2V = 24-50^\circ$.

$a = N_p$; $b = N_m$; $c = N_g$. Пл. о.о. (010).

Длиннопризматические кристаллы с почти квадратным поперечным сечением. Спайность ясная по (010). Бесцветный. В поперечных сечениях $N_m - N_p = 0,002$.

Встречается в переплавленных глинистых осадках. Искусственно получается при нагревании силлиманита, кианита, андалузита (при высоких температурах). Присутствует в фарфоре в виде мельчайших кристалликов.

Благодаря сходству с силлиманитом, в течение долгого времени не отделялся от него. От силлиманита отличается несколько большими показателями преломления и большим углом оптических осей.

БАРИТ (рис. 150)

BaSO_4 . Ромбический.

$N_g = 1,648$; $N_m = 1,637$; $N_p = 1,636$; $N_g - N_p = 0,012$.

Оптически положительный. $2V = 27-36^\circ$; $r < v$.

$a = N_g$; $b = N_m$; $c = N_p$. Пл. о.о. (010).

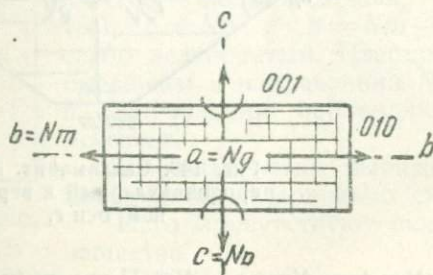


Рис. 150. Барит.

Уд. вес 4,5. Таблитчатые кристаллы и призмы, удлиненные по оси a . Часто зернистые агрегаты. Спайность весьма совершенная по (001) и (110). Двойники по (110). В шлифе бесцветный, редко

желтоватый и тогда слабо плеохроичный от желтого по *Nm* до бесцветного по *Ng*. Угасание прямое по отношению к спайности по (001).

Распространен в рудных жилах, часто образует самостоятельные жилы; найден в некоторых песчаниках и известняках, также в миндалинах основных пород.

От целестина отличается несколько большим показателем преломления и большей силой двупреломления, от ангидрита — значительно меньшим двупреломлением, от англезита — значительно меньшими показателями преломления и небольшим двупреломлением.

ГРУППА АМФИБОЛОВ

В группу амфиболов, играющих крупную роль в составе магматических и метаморфических пород, входит особенно большое количество минералов, обладающих сложным химическим составом.

Разнообразие их обусловлено тем, что они состоят часто из большого числа магнезиально-железистых минералов, образующих друг с другом твердые растворы.

В структурном отношении амфиболы характеризуются тем, что в состав их минералов входит группа Si_4O_{11} , образующая цепочки, поэтому нет основания относить их к метасиликатам; к ним часто примешаны Al_2O_3 , Na_2O , FeO , Fe_2O_3 и другие окислы; они обычно содержат, в отличие от пироксенов, небольшое количество OH , F или Cl .

Форма их кристаллов близка к гексагональной, с углом между плоскостями призмы (110) около $124^{\circ}30'$. Этот угол отличает их от близких к ним магнезиально-железисто-кальциевых метасиликатов — пироксенов (табл. V, рис. 1).

Характерно, что по плоскости (110) идут трещины совершенной спайности с тем же углом около $124^{\circ}60'$. Часты двойники по (100) (табл. V, рис. 2).

Удельный вес амфиболов колеблется обычно в пределах 2,9—3,55.

Медленно растворяются только в соляной кислоте.

Плоскость оптических осей (010), за исключением некоторых щелочных амфиболов, в частности кроссита.

В моноклинных амфиболах направление *Ng* образует с вертикальной осью с углом $0—25^{\circ}$ в тупом углу β , за немногими исключениями.

Nm меньше, чем у пироксенов, и повышается с увеличением содержания железа.

Сила двупреломления *Ng* — *Np* обычно колеблется в пределах 0,020—0,025. Исключение составляют грюнерит и киевит, также базальтическая роговая обманка: у первых она достигает 0,050 и несколько выше, у последней до 0,060—0,072.

Характерные цвета амфиболов: зеленые, желтые, бурые, иногда бесцветны; в щелочных роговых обманках нередко густо-

зеленые и буро-зеленые цвета, особенно синие, фиолетовые цвета.

Плеохроизм обычно резко выражен, в особенности при содержании значительного количества окислов железа; наблюдаются плеохроичные оболочки. Формула абсорбции чаще всего $Ng > Nm > Np$.

Характерны процессы выветривания амфиболов. Вторичные по ним минералы чаще всего представлены хлоритом и волокнистой роговой обманкой (уралитом), реже биотитом, антигоритом, тальком. Часты преобразования амфиболов до конца, с сохранением только первичных очертаний. Иногда кристаллы корродированы под влиянием высоких температур и переплавления содержащих их пород. При малых давлениях и плавлении амфиболы дают кристаллы пироксена. Это связано с тем, что амфиболы содержат летучие компоненты, в частности воду, которые при нагревании улетучиваются; в амфиболах, состав которых близок к составу пироксенов, летучие компоненты отсутствуют.

Амфиболы по характеру кристаллизации распадаются на три подгруппы:

1. Амфиболы ромбические, чисто магнезиально-железистые, с весьма ограниченным содержанием глинозема. Играть второстепенную роль.

2. Амфиболы моноклинные — магнезиально-железистые, с большим или меньшим содержанием глинозема, а также и кальция. Ряд моноклинных амфиболов отличается значительным содержанием щелочей (щелочные или натровые амфиболы). Играть первостепенную роль в составе изверженных и метаморфических пород.

3. Амфиболы триклинные встречаются как исключение.

Антофиллит (рис. 151) и гедрит (рис. 152)

$(OH)_2(Mg, Fe)_7(Si_4O_{11})_2$. Ромбические.

$Ng = 1,623-1,676$; $Nm = 1,615-1,662$; $Np = 1,598-1,642$;

$Ng - Np = 0,016-0,025$.

Антофиллит оптически положительный; гедрит — отрицательный.

$2 V = 70-90^\circ$. Пл. о.о. (010).

$a = Np$; $b = Nm$; $c = Ng$.

Удлинение положительное.

Антофиллит и гедрит отличаются в химическом отношении друг от друга: в гедрите присутствует сравнительно много глинозема (до 22%), в то время как в антофиллите очень мало процентов его. Непостоянно также содержание закиси железа: от

Группа амфиболов

17 Петрография, т. I.

| Состав группы | Химическая формула | <i>Ng</i> | <i>Nm</i> | <i>Np</i> | <i>Ng—Np</i> | 2 <i>V</i> | <i>c : Ng</i> |
|--------------------------------|---|-------------|-------------|-------------|--------------|------------|-----------------------|
| Ромбические: | | | | | | | |
| Антофиллит и гедрит | $(OH)_2 (Mg, Fe)_7 (Si_4O_{11})_2$ | 1,623—1,676 | 1,615—1,662 | 1,598—1,652 | 0,016—0,025 | +70—90 | 0° |
| Моноклинные: | | | | | | | |
| Купферит | $(OH)_2 Mg_7 (Si_4O_{11})_2$ | 1,597 | — | 1,584 | 0,013 | Большой | — |
| Куммингтонит | $(OH)_2 (Fe, Mg)_7 (Si_4O_{11})_2$ | 1,669—1,686 | 1,645—1,669 | 1,639—1,657 | 0,025—0,029 | +68—87° | 15—20° |
| Грюнерит | $(OH)_2 Fe_7 (Si_4O_{11})_2$ | 1,699—1,717 | 1,684—1,697 | 1,657—1,663 | 0,042—0,057 | —79—86° | 10—14° |
| Тремолит | $(OH)_2 Ca_2 (Mg, Fe)_5 (Si_4O_{11})_2$ | 1,625—1,655 | 1,613—1,644 | 1,600—1,628 | 0,022—0,027 | —79—85° | 10—20° |
| Актинолит | | | | | | | |
| Обыкновенная роговая обманка | $(OH)_2 NaCa_2 (Mg, Fe) Al [(Si, Al)_4 O_{11}]_2$ | 1,633—1,701 | 1,618—1,691 | 1,614—1,675 | 0,019—0,026 | —52—85° | 12—30° |
| Паргасит | $(OH)_2 NaCa_2 (Mg, Fe)_5 AlSi_7O_{22}$ | 1,642—1,652 | 1,626—1,658 | 1,613—1,635 | 0,019—0,028 | +56—65° | 21—26° |
| Базальтическая роговая обманка | Силикат Ca, Mg, Fe, Al | 1,693—1,760 | 1,683—1,730 | 1,670—1,692 | 0,026—0,072 | — 4—80° | 0—12° |
| Баркевикит | Силикат Mg, Fe, Na | 1,701 | — | 1,681 | 0,020 | —31—52° | 10—14° |
| Рибекит | $(OH)_2 Na_2 Fe_3^{II} Fe_2^{III} (Si_4O_{11})_2$ | 1,697 | 1,695 | 1,693 | 0,004 | Большой | +85° |
| Арфведсонит | $(OH)_2 Na_3 Fe_4^{II} Fe^{III} (Si_4O_{11})_2$ | 1,708 | 1,707 | 1,687 | 0,005—0,036 | Большой | 72—80° |
| Кроссит | $Na Fe_2 Si_2 O_6 \cdot m Na Al Si_2 O_6 \cdot n (Mg, Fe) Si O_3$ | 1,663 | 1,659 | 1,657 | 0,006—0,010 | Большой | 7—14° (<i>c.Nm</i>) |
| Глаукофан | $(OH)_2 Na_2 Mg_3 Al_2 (Si_4O_{11})_2$ | 1,639—1,668 | 1,638—1,664 | 1,621—1,655 | 0,013—0,018 | —0—68° | 4—6° |

немногих процентов до 46,11% в железистом антофиллите. Уд. вес 2,9—3,2. Образуют непрерывную серию твердых растворов с постепенным изменением оптических свойств (рис. 153).

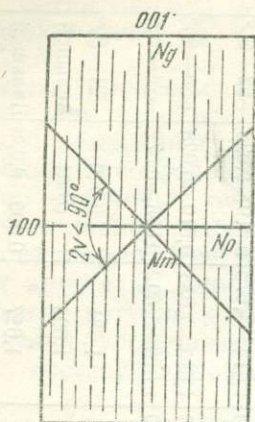


Рис. 151. Антофиллит.

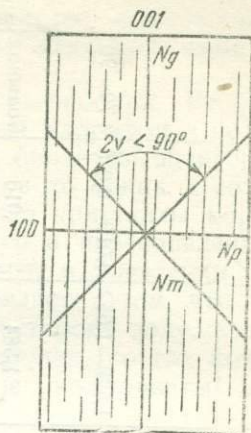


Рис. 152. Гедрит.

Антофиллит и гедрит образуют столбчатые, призматические, волокнистые агрегаты. Тонковолокнистые разновидности носят назва-

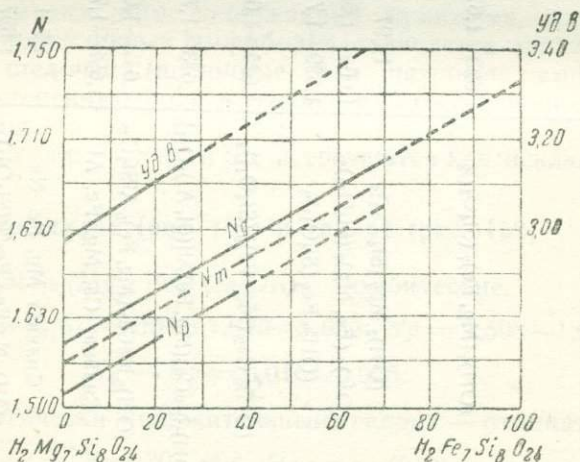


Рис. 153. Диаграмма оптических свойств минералов ряда антофиллит—гедрит.

ние роговообманкового асбеста. Иногда структура агрегатов этих минералов радиально-лучистая.

Спайность весьма совершенная по (110), с углом у антофиллита $123^{\circ}37'$, у гедрита $134^{\circ}48'$.

Цвет бурый, зеленый; в шлифе они бесцветны, иногда желтоватые, красновато-буроватые, желтовато-зеленые. Плеохроизм в окрашенных разновидностях проявляется очень ясно.

При 1150—1300° антофиллит переходит в клиноэнстатит; при 1557° он инконгруэнтно плавится с образованием при остывании кристаллов форстерита и кристобалита.

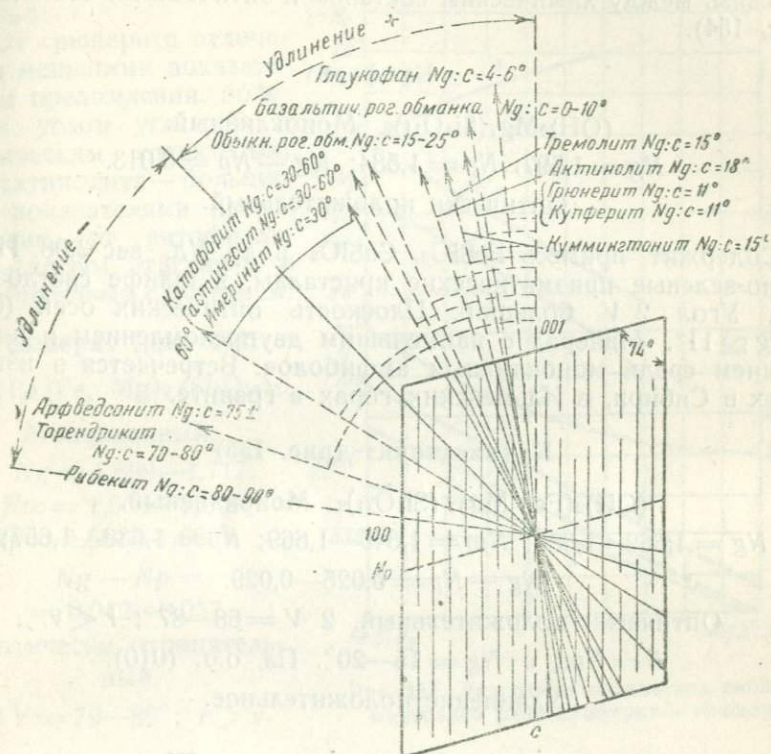


Рис. 154. Угасания моноклиньных амфиболов.

Присутствуют главным образом в метаморфических породах — в антофиллитовых сланцах и породах (Южный Урал, Приазовье), часто как контактово-метаморфические образования в контактах с гранитами. Встречаются в оболочках разрушающихся оливинов. Первичный антофиллит встречается редко — в слюдяных перидотитах Ост-Индии. Сопровождаются иногда кордиеритом, сапфирином, кварцем. При разрушении переходит в тальк.

От бесцветных моноклиньных амфиболов ромбические амфиболы отличаются прямым угасанием, от ромбических пироксенов — прежде всего углом между трещинами спайности.

Далее будут описаны моноклиньные амфиболы, которые наряду с оливином и пироксенами являются главными темными (магне-

зиально-железистыми) составными частями магматических и метаморфических пород. Чрезвычайно характерно для них, в отличие от пироксенов, то, что они всегда содержат небольшие количества воды или иных летучих веществ; это указывает на их образование при не особенно высокой температуре. Группа мало изучена, и пока нет возможности точно установить во всех деталях связь между химическим составом и оптическими свойствами (рис. 154).

Купферит

$(\text{OH})_2\text{Mg}_7(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$. Моноклинный.

$N_g = 1,597$; $N_p = 1,584$; $N_g - N_p = 0,013$.

Оптически положительный.

Содержит примесь FeSiO_3 , CaSiO_3 и др. Уд. вес 3,08. Изумрудно-зеленые призматические кристаллы, в шлифе светлозеленые. Угол $2V$ большой. Плоскость оптических осей (010); $c : N_g \cong 11^\circ$. Минерал с наименьшим двупреломлением и преломлением среди моноклинных амфиболов. Встречается в известняках в Сибири, в Ильменских горах в граните.

Куммингтонит (рис. 155)

$(\text{OH})_2(\text{Fe}, \text{Mg})_7(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$. Моноклинный.

$N_g = 1,669-1,686$; $N_m = 1,645-1,669$; $N_p = 1,639-1,657$;

$N_g - N_p = 0,025-0,029$.

Оптически положительный. $2V = 68-87^\circ$; $r < v$.

$b = N_m$; $c : N_g = 15-20^\circ$. Пл. о.о. (010).

Удлинение положительное.

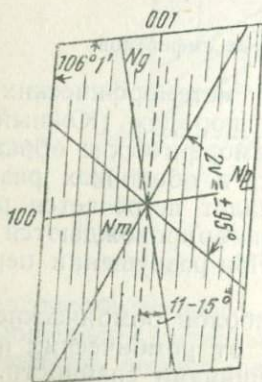


Рис. 155. Куммингтонит.

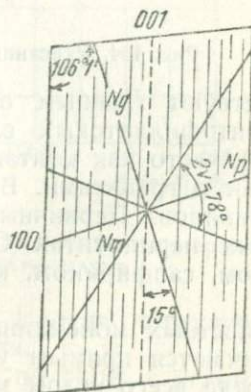


Рис. 156. Грюнерит.

Таблитчатый, столбчатый, волокнистый. Уд. вес 3,6. Спайность по (110) с углом $124^{\circ}30'$. Коричневый, в шлифе слабо желтоватый. Абсорбция: $Ng > Nm = Np$. Характерны двойники по (100), полисинтетические. Обычно входит в состав метаморфических пород — железистых кварцитов Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, перидотитов Побужья и Приазовья.

От грюнерита отличается меньшими показателями преломления, большим углом угасания и оптическим характером; от актинолита — большими показателями преломления, от антофиллита — косым угасанием и двойниковым сложением.

Грюнерит (рис. 156)

$(OH)_2(Fe, Mg)_7(Si_4O_{11})_2$.

Моноклинный.

$Ng = 1,699—1,717$;

$Nm = 1,684—1,697$;

$Np = 1,657—1,663$;

$Ng - Np =$
 $= 0,042—0,057$.

Оптически отрицательный.

$2V = 79—86^{\circ}$; $r > v$.

$b = Nm$; $c : Ng = 10—15^{\circ}$. Пл. о. о. (010).

Удлинение положительное.

Уд. вес 3,7. Часты двойники по (100). Обычно заметен плеохроизм: Ng — светложелтый или зеленоватый, $Nm = Np$ — бесцветный. Довольно резкий рельеф и шагреневая поверхность. Оптические свойства ряда грюнерит — купферит представлены в виде диаграммы на рис. 157.

Образует бурые листовато-лучистые агрегаты в некоторых слюдяных сланцах Франции, сопровождает железные руды Верхнего озера в Северной Америке, также в районе Кривого Рога, образуя здесь местами грюнеритовые сланцы, и в районе Курской магнитной аномалии. Сходный с грюнеритом совершенно бесцветный амфибол (киевит) присутствует в рапакиви; угол угасания

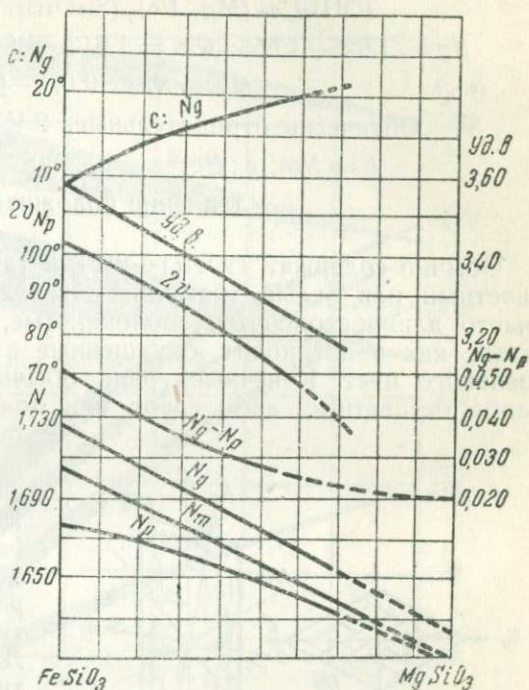


Рис. 157. Диаграмма оптических свойств минералов ряда купферит — грюнерит.

сания $c : Ng$ до 15° ; $Ng - Np = 0,045$; $2V$ близок к 80° , оптически отрицательный. Обычно обладает тонковолокнистой радиально-лучистой структурой.

Тремолит и актинолит

$(OH)_2Ca_2(Mg, Fe)_5(Si_4O_{11})_2$. Моноклинные.

$Ng = 1,625-1,655$; $Nm = 1,613-1,644$; $Np = 1,500-1,628$;

$Ng - Np = 0,022-0,024$.

Оптически отрицательные. $2V = 70-80^\circ$; $r < v$.

$b = Nm$; $c : Ng = -10-20^\circ$. Пл. о. о. (010).

Удлинение положительное.

Обычно содержат TiO_2 (1—2%), F (до 2%), H_2O (1—2%). Бесцветный или белый тремолит образует удлиненные кристаллы, часто длинностолбчатые, волокнистые, нередко радиально-лучистые, как и актинолит, окрашенные в светлозеленый до темно-зеленого цвет. Конечные грани обычно отсутствуют. В шлифе либо бесцветные, либо слабо или более интенсивно зеленые и

буровато-зеленые с ясно выраженными трещинами спайности по призме (110); трещины в поперечных разрезах пересекаются под углом 124° ; в продольных разрезах видна только одна система трещин спайности. Двойники часто полисинтетические по (100); заметна шагреньевая поверхность. Интерференционная окраска при нормальной толщине шлифа различная первого и второго порядка.

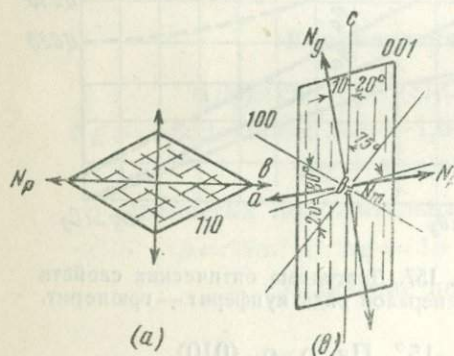


Рис. 158. Актинолит. Разрез по (010).

Угасание в разрезах, перпендикулярных к (010), прямое, в плоскости (010) — косое ($c : Ng = 10-20^\circ$); ось Ng лежит в тупом углу β (рис. 158). Плеохроизм в окрашенных разновидностях довольно резко выражен.

С увеличением содержания железа увеличиваются удельный вес и показатель преломления; сила двойного лучепреломления и $2V$ уменьшаются с увеличением содержания марганца. Сумма окислов железа $FeO + Fe_2O_3$ уменьшает угол угасания $c : Ng$; так же действует и увеличение содержания глинозема; одновременно уменьшается и сила двойного лучепреломления. Зависимость между физическими свойствами и химическим составом частично изображена в виде диаграммы на рис. 159.

Часто образуются при переходе оливина в серпентин в оливиновых породах и серпентинитах.

Тремолит встречается в кристаллических известняках, подчиненных кристаллическим сланцам, в некоторых кристаллических сланцевых породах с оливином и продуктами его изменения, в некоторых пироксеновых и оливиновых породах и серпентинитах.

В эпизоне тремолит часто преобразуется в тальк.

Актинолит широко распространен среди кристаллических сланцев, часто в мезозоне и эпизоне, вместе с пироксенами, хлоритом, эпидотом, иногда с пиритом, магнетитом, кальцитом, доломитом; присутствует иногда в тальковых и хлоритовых сланцах, также вместе с кварцем и альбитом. Как продукт преобразования пироксена,

часто оливина, встречается в диабазах, туфах, габбро.

Часто тонковолокнистый. В изверженных породах первичное происхождение актинолита неустановлено; в них он всегда эпимагматический. Преобразования актинолита почти неизвестны; иногда переходит в серпентиновидный минерал или в кальцит.

От сходного апатита тремолит и актинолит отличаются косым угасанием, большой силой двойного лучепреломления; от грюнерита — меньшим показателем преломления и меньшей силой двойного лучепреломления, от волластонита — положительным удлинением, характером спайности, и большей силой двойного лучепреломления; при быстром просмотре шлифа их легко смешать в известняках, где они присутствуют вместе. От андалузита отличаются положительным удлинением, косым угасанием, большей силой двойного лучепре-

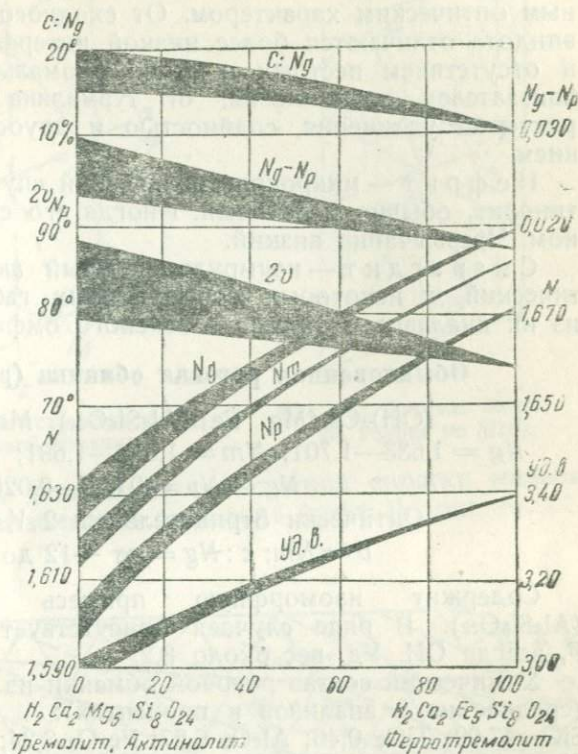


Рис. 159. Диаграмма оптических свойств минералов ряда тремолит—актинолит.

ломления, характером спайности. Сходны в мелких кристалликах с мусковитом, отличаются косым угасанием и иными оптическими свойствами; от сходных бесцветных моноклинных пироксенов — угасанием, более высоким двупреломлением, отрицательным оптическим характером. От сходного в некоторых случаях эпидота отличаются более низкой интерференционной окраской и отсутствием пестрых и синих аномальных цветов, меньшим показателем преломления, от турмалина — положительным характером удлинения, спайностью и двуосностью, косым угасанием.

Нефрит — микрокристаллический спутанно-волокнистый актинолит, обычно массивный. Иногда его смешивают с серпентином. Чрезвычайно вязкий.

Смарагдит — изумрудно-зеленый актинолит, тонкопризматический, в некоторых сосюритовых габбро, образовавшийся из их диааллага, а также из зеленого омфацита эклогитов.

Обыкновенная роговая обманка (рис. 160 и 161)

$(\text{OH})_2\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22})$. Моноклиная.

$N_g = 1,633-1,701$; $N_m = 1,618-1,691$; $N_p = 1,619-1,675$;

$N_g - N_p = 0,019-0,026$.

Оптически отрицательная. $2V = 52-85^\circ$.

$b = Nm$; $c : Ng = \text{от } -12 \text{ до } -30^\circ$.

Содержит изоморфную примесь $(\text{OH})\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22})$. В ряде случаев присутствует TiO_2 , иногда также F, всегда OH. Уд. вес около 3,2.

Химический состав роговой обманки из нормальных гранитов (средне из 9 анализов в процентах):

SiO_2 47,99; TiO_2 0,46; Al_2O_3 6,27; Fe_2O_3 3,24; FeO 11,23; MnO 0,25; MgO 14,18; CaO 12,91; Na_2O 1,69; K_2O 0,67; H_2O 0,97; F 0,03.

К ней близок состав роговой обманки из нормальных сиенитов и диоритов.

Окрашена в черный цвет с заметным то зеленоватым, то коричневым оттенком. Спайность по призме с углом $124^\circ 11'$ выражена очень хорошо; на плоскостях спайности наблюдается довольно сильный блеск. Образует то ясно очерченные кристаллы, часто более или менее сильно вытянутые в длину, то неправильные зерна, тоже по большей части вытянутые по вертикальной оси, иногда скелетные; в некоторых случаях носит волокнистый характер (уралитовая). В шлифе спайность по призме выступает весьма резко в виде характерных трещин, как и в актинолите. Окраска зеленая и коричневая различных оттенков; ниже приводятся только основные примерные краски ее. Плеохроизм обычно выражен очень резко; в зеленой роговой обманке N_g — синеватый или буро-зеленый, N_m — желтовато-зеленый, N_p — светложелтый; в коричневой роговой обманке N_g — темнокоричневый, N_m — коричневый, N_p — светложелтоватый. Часто плео-

хроичные оболочки вокруг циркона, ортита, апатита, титанита. В плеохроичных оболочках изменяются $N_g - N_p$ и $c : N_g$; то же получается при действии рентгеновых лучей. Интерференцион-

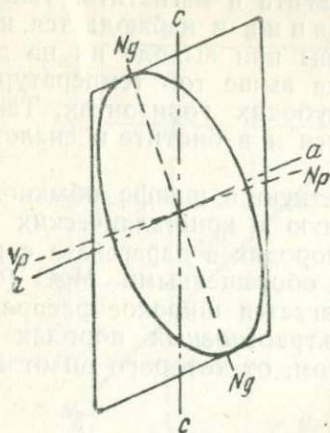


Рис. 160. Оптическая ориентировка роговой обманки.

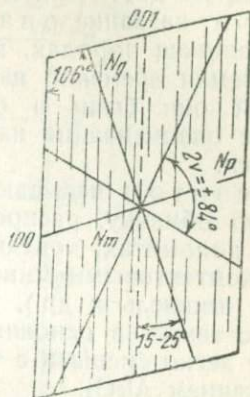


Рис. 161. Роговая обманка. Разрез по (010).

ные цвета нечистые вследствие собственной окраски минерала. Иногда наблюдается зонарная структура (табл. IV, рис. 5).

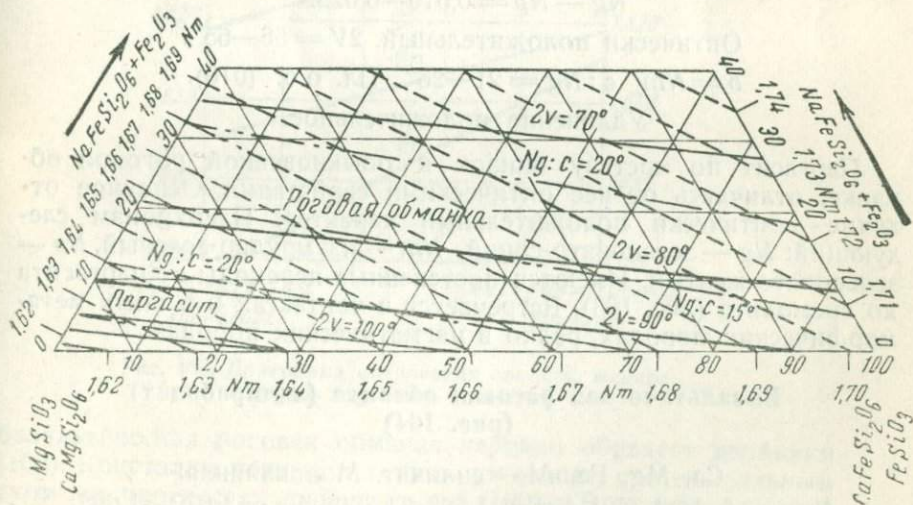


Рис. 162. Оптические свойства различных роговых обманок (по Винчеллу).

Наблюдаются двойники, иногда полисинтетические, по (100). В общем с увеличением содержания окислов железа увеличивается показатель преломления. В связи со сложностью молекулярного состава можно лишь ориентировочно установить зави-

симость оптических свойств обыкновенной роговой обманки от изменения химического состава (рис. 162).

После плавления никогда не кристаллизуется в виде роговой обманки, но дает черную смесь авгита и магнетита. Такой процесс носит название опацизации и наблюдается нередко в излившихся породах, когда лавы при выходе их на поверхность земли временно нагреваются выше той температуры, при которой они были в более глубоких горизонтах. Такие же явления опацизации наблюдаются и в биотите в аналогичных условиях.

Эденитом называют бесцветную в шлифе обыкновенную роговую обманку, распространенную в кристаллических известняках, доломитах, контактовых породах в парагенезе с различными контактовыми минералами, обогащенными MgO (биотит, гранат, шпинель и др.). Предполагается широкое распространение его также в основных и ультраосновных породах Урала. Эденит легко смешать с тремолитом, от которого он отличается содержанием Al_2O_3 .

Паргасит

$(OH, F)_2 NaCa_2 (Mg, Fe)_5 AlSi_7O_{22}$. Моноклинный.

$Ng = 1,642-1,652$; $Nm = 1,626-1,638$; $Np = 1,613-1,635$;

$Ng - Np = 0,019-0,028$.

Оптически положительный. $2V = 56-65^\circ$.

$b = Nm$; $c : Ng = 21-26^\circ$. Пл. о.о. (010).

Удлинение положительное.

Паргасит по составу близок к обыкновенной роговой обманке, отличаясь от нее оптическими свойствами. Основное отличие — оптически положительный характер. Плеохроизм следующий: Ng — зеленовато-синий, Nm — изумрудно-зеленый, Np — зеленовато-желтый. Имеются постепенные переходы от паргасита до тремолита (рис. 163). Встречается в контактах и в иных метаморфических породах, редко в магматических породах.

Базальтическая роговая обманка (лампроболит) (рис. 164)

Ca, Mg, Fe, Al — силикат. Моноклинная.

$Ng = 1,693-1,760$; $Nm = 1,683-1,730$; $Np = 1,670-1,692$;

$Ng - Np = 0,026-0,072$.

Оптически отрицательная. $2V = 64-80^\circ$.

$b = Nm$; $c : Ng = 0-12^\circ$.

Базальтическая роговая обманка примыкает к обыкновенной роговой обманке.

Винчелл различает среди базальтических роговых обманок: 1) оксироговую обманку, которая образуется из обыкновенной, при окислении без разложения, при температуре 800°, теряющей OH, и 2) содержащую до 10% TiO₂ или керсутит.

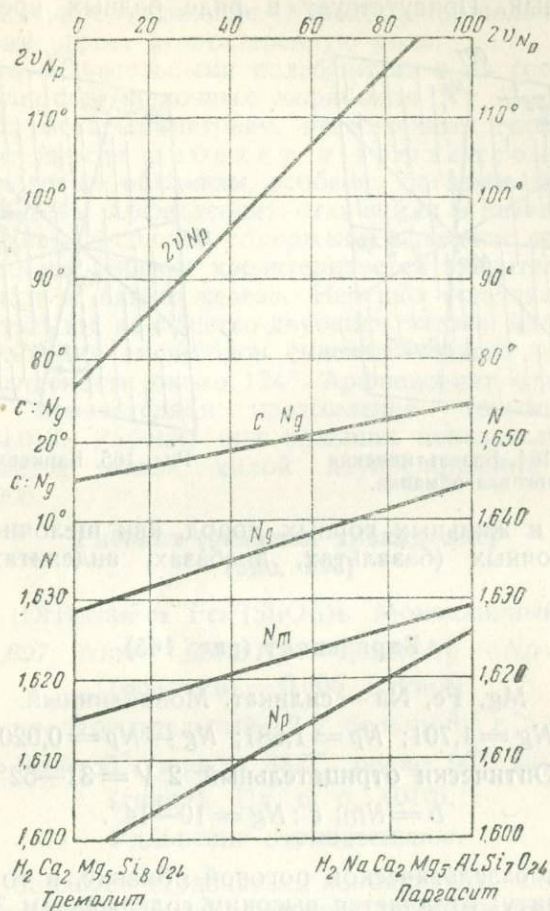


Рис. 163. Диаграмма оптических свойств минералов ряда паргасит—тремолит.

Базальтическая роговая обманка нередко образует двойники по (100). Кристаллы черные и темнокоричневые, с очень сильным блеском на плоскостях спайности по (100). В шлифе большей частью бурая, редко зеленая, с сильным плеохроизмом: Ng — темный, красновато-коричневый, темносиний, темный оливково-зеленый, Nt — красновато-бурый, темный, зеленоватый, Np — светлый, красновато-бурый, светложелтый или зеленоватый. Иногда наблюдается зональная окраска, в центральной части бурая, в наружной зеленая. Очень резкие и рельеф и шагреневая

поверхность. $N_g - N_p$ колеблется в довольно широких пределах в связи с непостоянством состава. Интерференционная окраска иногда особенно высокая, маскируемая темной окраской самого минерала. Плоскость оптических осей (010); знак удлинения положительный. Присутствует в ряде бедных кремнекислотой

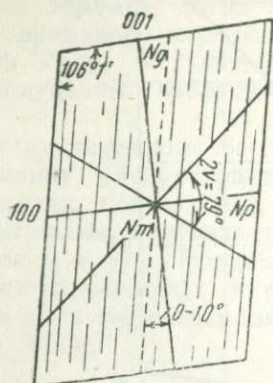


Рис. 164. Базальтическая роговая обманка.

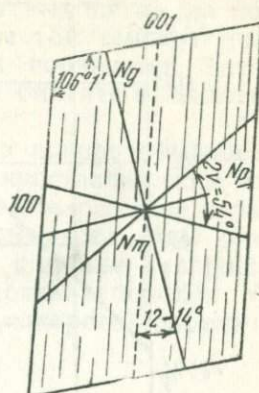


Рис. 165. Баркевикит.

излившихся и жильных горных пород, как щелочно-земельных, так и щелочных (базальтах, диабазах, андезитах, мончикинтах и др.).

Баркевикит (рис. 165)

Mg, Fe, Na — силикат. Моноклинный.

$N_g = 1,701; N_p = 1,681; N_g - N_p = 0,020$.

Оптически отрицательный. $2V = 31-52^\circ$.

$b = Nm; c : Ng = 10-14^\circ$.

Близок к базальтической роговой обманке, в то же время и к арфведсониту; отличается высоким содержанием TiO_2 и щелочей. Уд. вес. 3,43. Черный. В шлифе резко выражен плеохроизм; N_g — темнокоричневый, N_p — светлокоричневый; довольно резко выражена абсорбция: $N_g > Nm > N_p$. Биссектриса N_p почти параллельна вертикальной оси. Встречается в богатых натрием щелочных магматических породах (баркевикитовых базальтах, камптонитах, щелочных базальтах, ийолитах, уртитах и др.).

Щелочные амфиболы обладают рядом чрезвычайно характерных оптических особенностей, которые дают возможность очень легко узнавать их под микроскопом и отличать от других амфиболов. Одна из таких особенностей — окраска, очень часто синяя, фиолетовая, лиловая различных оттенков, которая характерна для того или иного из оптических направле-

ний кристаллов этих минералов. Чрезвычайно характерна также очень сильная дисперсия как оптических осей, так и в особенности биссектрис, а также резко выраженная в ряде случаев обратная абсорбция, именно $Np > Nm > Ng$. В ряде случаев отрицательное удлинение. Характерной щелочью является натрий; калий играет второстепенную роль.

В связи со значительными колебаниями в их составе имеется ряд разновидностей щелочных амфиболов.

В кислых, богатых натрием, изверженных горных породах присутствуют иногда рибекит и арфведсонит, принадлежащие к роговым обманкам, особенно богатым окисью натрия и закисью железа. Арфведсонит отличается в химическом отношении особенно большим содержанием закиси железа и малым — глинозема, рибекит характеризуется значительным содержанием закиси и окиси железа. Нередко содержат более или менее значительное количество двуокиси титана, иногда также F.

Цвет щелочных амфиболов синевато-черный до чисто черного. Угол спайности около 124° . Арфведсонит отличается значительными показателями преломления (около 1,7) при $Ng - Np \approx 0,013$. Рибекит при больших показателях преломления отличается малой силой дупреломления $Ng - Np = 0,003 - 0,005$.

Рибекит (включая крокидолит) (рис. 166)

$(OH)_2Na_2Fe_2''Fe_3''(Si_4O_{11})_2$. Моноклинный.

$Ng = 1,697$; $Nm = 1,695$; $Np = 1,693$; $Ng - Np = 0,003$
(красный) — 0,005 (синий)

Оптически отрицательный. $2V$ большой; $r > v$ резкая.

$b = Nm$; $c : Np = 85^\circ$, иногда $88,5^\circ$, редко 90° (красный) — 85° (синий). Пл. о. о. (010).

Удлинение отрицательное.

Рибекит образует столбчатые, волокнистые, иногда асбестовидные агрегаты; к числу последних принадлежит крокидолит, как разновидность рибекита.

Цвет рибекита темносиний до черного, в шлифе обнаруживает крайне разнообразную окраску.

| <i>Ng</i> | <i>Nm</i> | <i>Np</i> |
|-----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| Зеленый | Темносиний | Более темный синий |
| Желтовато-бурый | Темносиний | Темносиний |
| Желтовато-зеленый | Синий | Индигово-синий, почти |
| Бледный желто-зелено- ватый | Зеленовато-синий | черный |
| Светлый желто-зеленый | Темный сине-серый | Очень темный синий |
| Желтовато-зеленый, си- неватый | Синий с фиолетовым оттенком | Очень темный индигово- синий |
| Бледный буро-желтый | Темносиний до непроз- рачного | Темносиний |
| | | Темный индигово-синий |

В волокнистом крокидолите *Ng* светлозеленый, фиолетовый, почти бесцветный; *Nm* фиолетовый разных оттенков, *Np* зеленый и синий разных оттенков. Абсорбция $Np > Nm > Ng$. Рельеф высокий, шагреневая поверхность резко выраженная. $Ng = 1,706$, $Nm = 1,699$, $Np = 1,698$. Интерференционная окраска в значительной степени затемняется окраской самого минерала; у крокидолита $Ng - Np = 0,025$.

Довольно сильная дисперсия биссектрис, хотя и значительно более слабая, чем у арфведсонита. В крокидолите угасание почти прямое.

Для рибекита, в отличие от других амфиболов, характерны окраска, плеохроизм, малый угол угасания. Рибекит встречается

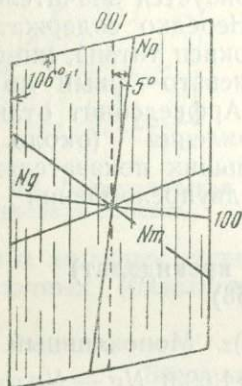


Рис. 166. Рибекит.

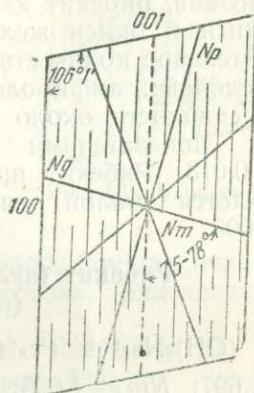


Рис. 167. Арфведсонит.

почти исключительно в массивных щелочных магматических и близких к ним метаморфических породах: в рибекитовых гранитах, сиенитах, эссекситах, щелочных сиенитах, командитах, щелочных липаритах, рибекитовых порфирах, трахитах, также в пегматитах, щелочных микрогранитах. Присутствует в рибекитовых гнейсах, в некоторых метаморфических сланцах (лаусонитовых), в контактово-метаморфических породах (в контактах с габбро), иногда в контактово-метаморфических песчаниках. Крокидолит присутствует в некоторых, особенно сильно обогащенных кремнекислотой, метаморфических породах Южной Африки, встречен также в Сибири (Минусинск), Кривом Роге и ряде других мест.

Арфведсонит (рис. 167)

$(OH)_2Na_3Fe^{4+}(Al, Fe^{3+})(Si_4O_{11})_2$. Моноклинный.

$Ng = 1,686 - 1,708$; $Nm = 1,707$; $Np = 1,676 - 1,687$; $Ng - Np = 0,005$ и больше до $0,036$.

Оптически отрицательный, иногда положительный. $2V =$
почти 90° ; $r > v$.

$b = Nm$; $c : Nr = 10-28^\circ$ и до 41° . Пл. о. о. II (010),
иногда \perp (010).

Удлинение отрицательное.

Иногда с небольшим содержанием TiO_2 . Обычно толстостолбчатый, без вертикальной штриховки; никогда не образует микролитов, в противоположность эгирину.

Часто шестоватые агрегаты, иногда таблитчатые по (010), также в зернах. Двойники по (100). Уд. вес 3,41—3,45. Цвет черный, в тонких пластинках темнозеленый. В шлифе разнообразно окрашен, с резко выраженным плеохроизмом; как примеры можно привести следующие изменения окрасок арфведсонита для различных направлений в нем:

| <i>Ng</i> | <i>Nm</i> | <i>Np</i> |
|--|--|---|
| Буроватый или желтоватый | | |
| Зеленовато-серый с желтоватым оттенком | Бурый | Синевато-зеленый |
| Зеленовато-желтый | Синий до серо-синего Лавандово-синий | Зеленовато-синий Очень темный зелено-синий |
| Буровато-зеленый | Темный сине-зеленый | Очень темный сине-зеленый |
| Желтовато-серый / Серовато-буроватый | Темный сине-зеленый Серо-фиолетовый Абсорбция $Np > Nm > Ng$ | Темный сине-зеленый Темнозеленый |

Иногда наблюдаются буроватые плеохроичные оболочки вокруг циркона, рельеф и шагреневая поверхность резко выражены.

Наблюдается очень сильная дисперсия биссектрис; угол угасания для красного цвета меньше, чем для синего. Наблюдались случаи, когда углы угасания для красных и синих лучей отличались на 20° на плоскости (010).

Иногда арфведсонит переходит в буроватый акмит, реже в зеленый эгирин и в лепидомелан, часто с одновременным выделением рудных минералов. При выветривании выделяется много окислов железа. Встречается в некоторых нефелиновых сиенитах, между прочим в Гренландии, и в породах, сопровождающих эти сиениты, в щелочных гранитах, сиенитах и нефелиновых сиенитах, в некоторых пантеллеритах, комендитах, иногда в параллельном сростании с катафоритовой или баркевикитовой роговой обманкой, особенно часто в парагенезе с эгирином-авгитом и эгирином.

Близки к арфведсониту и к рибекиту несколько видов минералов, которые встречаются также среди щелочных горных пород СССР. Сюда относятся следующие минералы, описанные ниже:

Кроссит

$\text{NaFeSi}_2\text{O}_6 \cdot m\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot n(\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3$ с гидроксидом.

$Ng = 1,663$; $Nm = 1,659$; $Np = 1,657$; $Ng - Np = 0,006 - 0,010$.

Иногда $Nm = 1,670$.

Оптически отрицательный. Угол $2V$ большой, иногда малый;

$$r > v \text{ и } r < v.$$

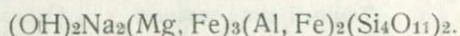
$b = Ng$; $c : Nm = 14$, иногда 7° . Пл. о. о. $\perp (010)$.

Призматические кристаллы без конечных граней. Резко выражен плеохроизм. Ng — фиолетовый, темнофиолетовый, Nm — небеснотемносиний, Np — ярко- или бледнозеленый и до бесцветного. Резко выражена дисперсия оптических осей и биссектрис (горизонтальная).

Встречен в сланцах: эпидотово-кросситовых, кварцево-альбито-эпидотовых, альбито-хлоритовых (Северный Урал), кварцево-слюдяных, в щелочных гранитах и сенигах Приазовья, Волини.

Имеется ряд других щелочных роговых обманок той же группы, изученных пока очень мало.

Глаукофан (рис. 168)



$Ng = 1,639 - 1,668$; $Nm = 1,638 - 1,664$; $Np = 1,621 - 1,655$;

$Ng - Np = 0,013 - 0,018$.

Оптически отрицательный. $2V = 0 - 68^\circ$; $r < v$ — резкая.

$b = Nm$; $c : Ng = 4 - 6^\circ$. Пл. о. о. (010) .

Удлинение положительное.

Уд. вес 3,0—3,15. Образует призматические кристаллы, столбчатые агрегаты. Редки двойники по (100) . Цвет черный, в шлифе синий до фиолетового. Резко выражен плеохроизм: Ng — небесносиний до ультрамаринового, реже зелено-синий до серовато-синего; Nm — красновато- или синева-фиолетовый; Np — бесцветный до желтовато-зеленоватого.

Особенно характерны плеохроизм, углы угасания, отличающие глаукофан от всех других амфиболов, кроме гастальдита и кроссита.

Глаукофан иногда преобразуется в смесь хлорита и альбита с примесью гематита и эпидота или же в зеленую роговую обманку. Сам он получается как продукт преобразования пироксена, амфиболов.

Распространен исключительно в метаморфических породах — в амфиболовых сланцах, филлитовых гнейсах, эклогитах, кристаллических известняках, иногда также в серпентинитах.

Минералами, сопровождающими глаукофан, являются омфациит, титанит, лаусонит, гранат, актинолит, эпидот, клиноцоизит, светлые слюды. Образуется часто в контактах с изверженными породами в результате привноса из магмы щелочей (оболочки глаукофана вокруг зерен уралитовой роговой обманки).

К глаукофану очень близок более богатый Al_2O_3 гастальдит, отличающийся несколько большими показателями преломления и более сильной дисперсией; $Ng - Np = 0,024$.

Амфибол, близкий к гастальдиту, встреченный среди кристаллических сланцев Кривого Рога, описан Половинкиной. Его состав следующий: 42,6% молекул $(OH)_2Na_2Mg_3Fe_2Si_8O_{22}$ и 54,7% молекул $(OH)_2NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}$. В шлифе бесцветный до светлозеленого. Показатели преломления: $Ng = 1,640$; $Nm = 1,633$; $Np = 1,621$; $Ng - Np = 0,019$. Плоскость оптических осей (010). $b = Nm$; $c : Ng = 15^\circ$. $2V = 76 - 80^\circ$. Оптически отрицательный.

Терновскит $(OH)_2Na_2(Mg, Fe)_3(Al, Fe)_2Si_8O_{22}$ — промежуточный между глаукофаном и крокидолитом. Он также моноклинный, со спайностью по (110) с углом около 124° . Макроскопически черный. В шлифе обнаруживает резко выраженный плеохроизм: Ng — светложелтый, Nm — светлофиолетовый, Np — светлозеленый с синеватым оттенком. Показатели преломления: $Ng = 1,668$; $Nm = 1,664$, $Np = 1,655$; $Ng - Np = 0,013$. Плоскость оптических осей (010), $b = Nm$; $c : Ng = 27 - 35^\circ$; $2V = 42^\circ$, $2E = 72^\circ$. Оптически отрицательный. Дисперсия оптических осей: $\gamma < \nu$. Входит в состав терновскитовых сланцев в районе Кривого Рога.

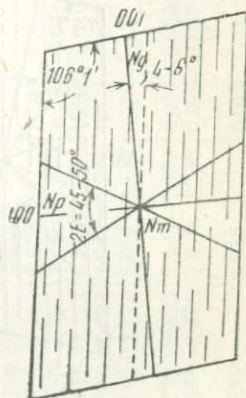


Рис. 168. Глаукофан.

Энигматит (рис. 169)

$Fe(Si, Ti)O_3 \cdot mNa(Al, Fe)Si_2O_6$. Триклинный, сходен с амфиболами, но угол между плоскостями (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$ равен 114° . Уд. вес 3,74—3,85. Спайность по плоскостям (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$. Кристаллы призматические. Цвет черный, в шлифе обнаруживает резкий плеохроизм: Ng — черный или очень темный коричнево-черный, Nm — темнокоричневый, Np — буроватый, светлый красновато-коричневый, $Nm = 1,80$; $Ng - Np = 0,006$. Оптически положительный. Плоскость оптических осей почти (010); $c : Ng = 40 - 45^\circ$ в остром углу β . Встречается в нефелиновых сиенитах, в некоторых типах пегматитов, связанных с хибинитами и фойяитами.

Катофорит (рис. 170)

Промежуточный тип между баркевикитом и арфведсонитом со значительным содержанием TiO_2 . Наблюдается плеохроизм: N_g — желтовато-красный, N_m — красновато-серый, N_p — зеленовато-бурый или буровато-красный. Абсорбция $N_p > N_m > N_g$. Показатели преломления в одних случаях $N_g = 1,662$, $N_p = 1,655$,

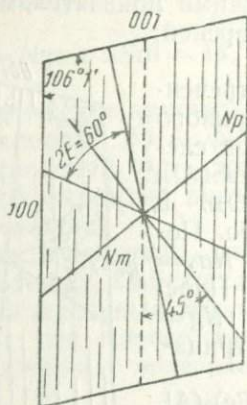


Рис. 169. Энигматит.

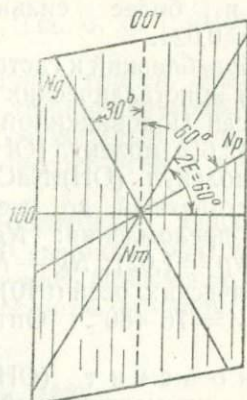


Рис. 170. Катофорит.

в других: $N_m = 1,681$; $N_g - N_p = 0,007$. $2E$ около 60° ; оптически отрицательный; $c:N_g = 30-60^\circ$. Срастается с арфведсонитом и акмитом. Присутствует в щелочных породах. Очень сильная наклонная дисперсия.

Гастингсит

$FeSiO_3 \cdot FeNaSi_2O_6$ с гидроксидом. Щелочная роговая обманка непостоянного состава. Плеохроизм от темнозеленого и сине-зеленого по N_g и N_m до светложелтого по N_p ; $N_g - N_p$ очень мала. Плоскость оптических осей часто (010), иногда перпендикулярна к (010) (нормально симметричное положение плоскости оптических осей). Часто $b = N_m$; $c:N_g = 25-30^\circ$ в тупом углу β . Оптически отрицательный. $2E = 30-45^\circ$. Сильная дисперсия оптических осей: $r > v$. Очень сильная дисперсия оптических биссектрис: $c:N_{g_{кр}} < c:N_{g_{\phi}}$. Близко к гастингситу стоят минералы, выделенные в приазовских мариуполитах и фойяитах Морозевичем под названием тарамита и фтортарамита, из которых особенно богат фтором последний (до 2,4%). Черные призматические или столбчатые, эти минералы обладают непостоянным составом и резко выраженным плеохроизмом: N_g — темнозеленый, почти черный, N_m — голубовато-зеленый, иногда желтый, N_p — бледножелтый или голубо-

вато-зеленый. Плоскость оптических осей то параллельна (010), то перпендикулярна к ней, и тогда $b = Ng$; в первом случае угол угасания $c : Nm = 14-18^\circ$, во втором (фортарамит) — $c : Np = 12-16^\circ$. Сильно выражена (иногда чрезвычайно сильно) дисперсия биссектрис также и оптических осей. Характерный парагенез — альбит, эгирин, нефелин.

Специант отличается от химически близкого гастингсита положением плоскости оптических осей, перпендикулярной к плоскости симметрии. Ng — лазуревато-синий, Nm — желтовато-бурый, Np — зеленый. Плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), $c : Ng = 23^\circ$. Присутствует среди контактово-метаморфических пироксеново-гранатовых пород.

Дашкесанит — хлорсодержащий гастингсит, встреченный в скарнах Дашкесана. Химический состав (в %): SiO_2 37,13; TiO_2 0,30; Al_2O_3 10,22; Fe_2O_3 7,60; FeO 19,98; MnO 0,45; MgO 3,60; CaO 10,83; Na_2O 1,24; K_2O 2,84; Cl 7,24; H_2O 1,05. $Ng - Np = 0,023$. Пл. о. о. (010). $c : Ng = 11^\circ$. Оптически отрицательный. Уд. вес 3,59. Происхождение пневматолитическое. Зернистый, зеленовато-черный с резко выраженным плеохроизмом: Ng — темный

Пироксены

| Состав группы | Химическая формула | Ng | Nm | Np | $Ng - Np$ | $2V$ | $c : Ng$ |
|--------------------------|---|-------------|-------------|-------------|-------------|----------------|---------------------|
| Ромбические | | | | | | | |
| Энстатит | $(Mg, Fe) SiO_3$ | 1,658—1,674 | 1,653—1,670 | 1,650—1,665 | 0,005—0,009 | +58—90° | 0° |
| Гиперстен | $(Mg, Fe) SiO_3$ | 1,683—1,731 | 1,678—1,728 | 1,673—1,715 | 0,010—0,016 | +90—63° | 0° |
| Моноклинные | | | | | | | |
| Клиноэнстатит | $(Mg, Fe) SiO_3$ | 1,660 | 1,654 | 1,651 | 0,009 | +50—53° | 22° |
| Клиногиперстен | $(Mg, Fe) SiO_3$ | 1,730 | 1,715 | 1,713 | 0,017 | +30° | 40° |
| Диопсид | $Ca Mg Si_2O_6$ | 1,681—1,727 | 1,657—1,706 | 1,650—1,698 | 0,029—0,031 | +58—60° | 37—44° |
| Геденбергит | $Ca Fe Si_2O_6$ | 1,751—1,757 | 1,737—1,745 | 1,732—1,735 | 0,018—0,019 | +60—62° | 46—48° |
| Пижонит | $m Ca Mg Si_2O_6 \cdot n Ca Fe Si_2O_6$ | 1,719—1,744 | 1,698—1,723 | 1,680—1,718 | 0,021—0,033 | +0—40° | 22—45° |
| Аврит | $m Ca (Mg, Fe) Si_2O_6 \cdot n (Al, Fe)_{1/2}O$ | 1,718—1,737 | 1,707—1,717 | 1,688—1,712 | 0,25 | +58—62° | От +45 до 51° |
| Эгирин | $Na Fe Si_2O_6$ | 1,782—1,836 | 1,770—1,823 | 1,745—1,777 | 0,037—0,059 | —50—66° | —2—6° |
| Эгирин-аврит | $m Na Fe SiO_3 \cdot n Ca (Mg, Fe) Si_2O_6$ | 1,709—1,782 | 1,687—1,770 | 1,680—1,745 | 0,029—0,037 | От +60 до +70° | $c : Np$ —15—38° |
| Жадеит | $Na Al Si_2O_6$ | 1,667 | 1,659 | 1,655 | 0,012 | +72° | 30—35° |

зеленовато-синий; *Nm* — темный сине-зеленый; *Np* — оранжево-желтый.

ГРУППА ПИРОКСЕНОВ

Среди пироксенов различают три группы в зависимости от степени их симметрии: 1) ромбические пироксены (ортопиро-

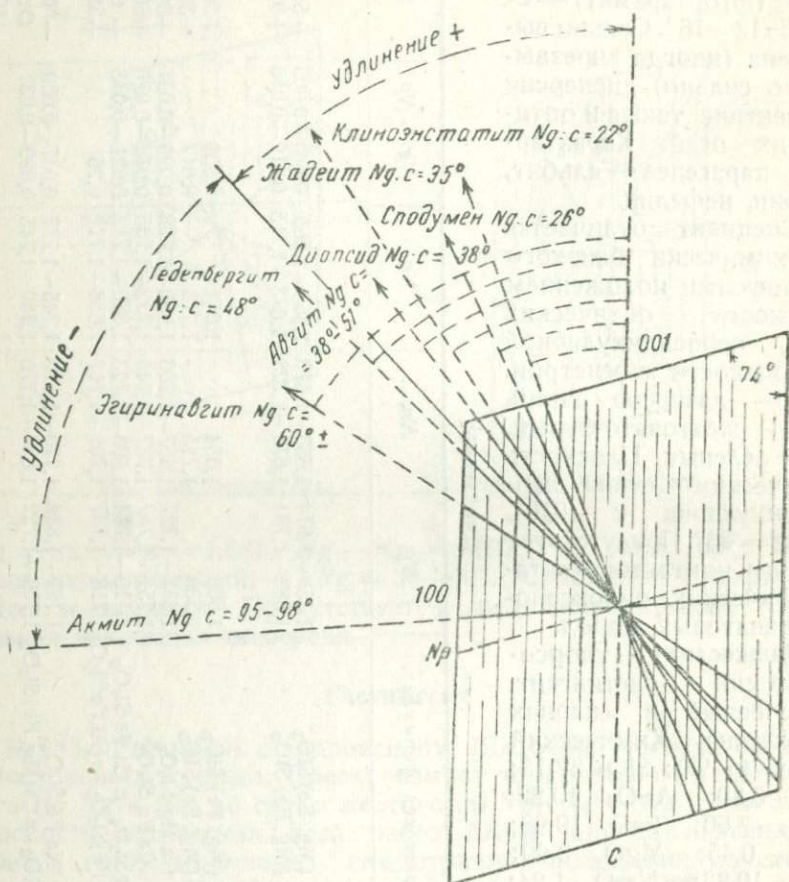


Рис. 171. Угасания моноклиньных пироксенов.

ксены, иногда их называют ортавгитами), 2) моноклиньные пироксены (клинопироксены) и 3) триклиньные пироксены. Все отличаются наличием спайности по призме (110) с углом около 87°. Нередко наблюдается отдельность по плоскостям (001) или (100). Довольно часты двойники по (100). Особенно крупное петрографическое значение имеют ромбические и моноклиньные пироксены. Наиболее распространен темноокрашенный авгит;

довольно часто встречается светлоокрашенный авгит с не особенно большим углом оптических осей, носящий название пижонита; в нем $2V$ иногда равен 0° . Своеобразное петрографическое значение имеют натровые пироксены.

Минералы группы пироксенов очень сходны друг с другом в отношении своих химических и физических свойств и связаны друг с другом постепенными переходами.

Химический состав пироксенов в общем более прост, чем состав амфиболов. Пироксены представляют собой метасиликаты Mg , Fe^{II} , Ca ; Al , Fe^{III} , Na и образованы твердыми растворами разнообразных миналов. Характерно отсутствие в них конституционной воды и других летучих компонентов, в отличие от амфиболов и слюд. Уд. вес 2,8—3,7.

В ромбических и большей части моноклинных пироксенах плоскость оптических осей (010); в моноклинных пироксенах Ng образует с вертикальной осью с угол $26-95^\circ$ в тупом углу β (рис. 171). $Ng-Np$ — от 0,009 у энстатита до 0,029 у диопсида и до 0,052 у эгирина. Угол оптических осей $54-90^\circ$, лишь у пижонита он очень мал.

Окраска черная, бурая, желтая, зеленая, синяя, иногда они бесцветны. В шлифе обычно светло окрашены или бесцветны. Плеохроизм слабый, с изменением цвета, но не интенсивности. Резкий плеохроизм у щелочных пироксенов (эгирина), обычно окрашенных в зеленый, реже желтый цвет; фиолетово-коричневая окраска указывает на содержание в пироксене TiO_2 .

При разрушении переходят в роговую обманку и далее в хлорит. Одна из главных составных частей магматических, а также метаморфических пород.

Для сравнения амфиболов с пироксенами приводим нижеследующую таблицу:

Амфиболы

1. Угол спайности около 124°
2. Кристаллы обычно вытянуты по вертикальной оси (длиннопризматические)
3. Цвет и плеохроизм обычно хорошо видны, иногда проявляются очень интенсивно
4. Максимум угасания в отношении вертикальной оси с: Ng от 0 до 25° . Исключение составляют щелочные амфиболы с необычными окрасками
5. Большой частью оптически отрицательны
6. Угол оптических осей обычно очень большой, близкий к 80° , изогира мало отличается от прямой
7. Преобразуются обычно в хлорит

Пироксены

1. Угол спайности около 87°
2. Кристаллы по большей части короткопризматические, за исключением щелочных пироксенов
3. Цвет и плеохроизм слабо проявляются, за исключением щелочных пироксенов
4. Максимум угасания параллельно вертикальной оси с: Ng $30-54^\circ$. Исключение составляют некоторые пироксены с необычными окрасками
5. Большой частью оптически положительны, редко отрицательны (эгрин)
6. Угол оптических осей не особенно большой, изогира довольно сильно изогнута
7. Часто преобразуются в амфиболы

Ромбические пироксены образуют непрерывный ряд твердых растворов, в основном состоящих из двух миналов — энстатита $MgSiO_3(En)$ и ферросилита $FeSiO_3(Fs)$. В этом ряду можно выделить четыре разновидности.

Номенклатура ортопироксенов (по В. И. Лучицкому)

| Энстатит | Гиперстен | Феррогиперстен | Ферросилит |
|--|--|--|--|
| $En_{100}Fs_0 - En_{85}Fs_{15}$ + $2V = 58 - 90^\circ$ | $En_{85}Fs_{15} - En_{50}Fs_{50}$ - $2V \leq 90^\circ$ | $En_{50}Fs_{50} - En_{15}Fs_{85}$ - $2V$ до 90° | $En_{15}Fs_{85} - En_0Fs_{100}$ + $2V \leq 90^\circ$ |

От сходных моноклинных пироксенов ромбические отличаются угасанием, более слабым двойным лучепреломлением и тем, что на поперечных разрезах виден выход биссектрисы, в моноклинных — выход оптической оси.

Энстатит (включая бронзит)

$(Mg, Fe)SiO_3$. Ромбический.

$Ng = 1,658 - 1,674$; $Nm = 1,653 - 1,670$; $Np = 1,650 - 1,665$;

$Ng - Np = 0,005 - 0,009$.

Оптически положительный. $2V = 58 - 90^\circ$; $r < v$.

$a = Np$; $b = Nm$; $c = Ng$. Пл. о. о. (010).

Удлинение положительное.

Образует короткопризматические кристаллы с почти квадратными или восьмиугольными поперечными сечениями, часто неправильные зерна. Содержит иногда включения, придающие зернам металлический отблеск (в бронзите). Спайность по призме (110) с углом 88° между трещинами спайности, иногда отдельность по (010). В шлифе бесцветный. Интерференционная окраска белая первого порядка. Почти всегда прямое угасание. Редки двойники. Часты взаимные прорастания энстатита и клинопироксена с общей осью с, сходные с полисинтетическими двойниками. При разрушении переходит в серпентин (бастит).

Характерный минерал ультраосновных пород и некоторых серпентинитов, реже встречается также в средних и кислых магматических породах, глубинных и, особенно, излившихся. Встречен в метеоритах. При $1000 - 1100^\circ$ переходит в клиноэнстатит.

Гиперстен (рис. 172 и 173) (Табл. VI, рис. 4)

(Mg, Fe)SiO₃. Ромбический.

$Ng = 1,683 - 1,731$; $Nm = 1,678 - 1,728$; $Np = 1,673 - 1,715$;
 $Ng - Np = 0,010 - 0,016$.

Оптически отрицательный. $2V = 90 - 63^\circ$; $r > v$.

$a = Np$; $b = Nm$; $c = Ng$. Пл. о. о. (010).

Удлинение положительное.

Обычно в виде субгедральных призматических кристаллов с почти квадратными поперечными сечениями. Спайность по (110) с углом 88° , иногда также (010) и (100). Угасание почти всегда прямое. Интерференционная окраска до желтой и оранжевой первого порядка. Входит в состав большого числа магматических пород, в особенности норитов и габброноритов,

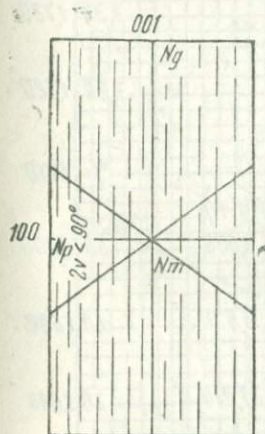


Рис. 172. Гиперстен. Продольный разрез.

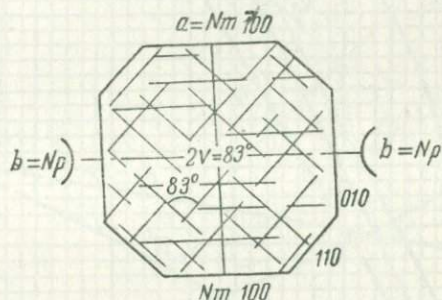


Рис. 173. Гиперстен. Поперечный разрез.

также гиперстеновых гранитов (чарнокитов).

Ферросилит

Согласно Грегу и Филлипсу (1942), имеет состав (Fe, Mg)SiO₃. Оптически положительный. Плеохроичный: $Ng = Nm$ — зеленоватый, Np — желтоватый; $r > v$. Сопровождается грюнеритом, гранатом, магнетитом.

Клиноэнстатит

(Mg, Fe)SiO₃. Моноклинный.

$Ng = 1,660$; $Nm = 1,654$; $Np = 1,651$; $Ng - Np = 0,009$.

Оптически положительный. $2V = 53 - 50^\circ$.

$c : Ng = 22^\circ$.

Уд. вес 3,19. Образует таблитчатые или призматические кристаллы, часто и зерна. Часты полисинтетические двойники по (100). Слабо желтоватый или бесцветный, в зависимости от содержания железа. В шлифе бесцветный. Обычно пл. о. о. (010),

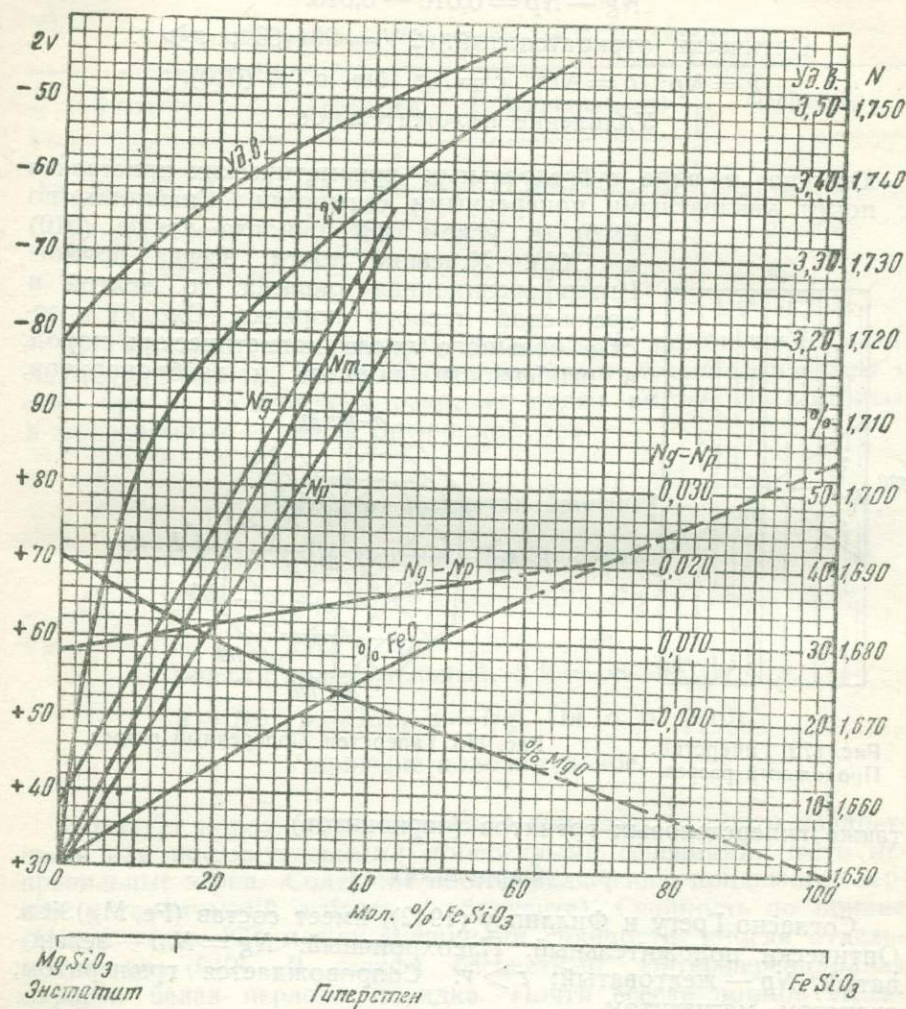


Рис. 174. Диаграмма оптических свойств ромбических пироксенов (по Винчеллу).

редко в некоторых породах (Тасмании, Патагонии, Южной Африки) она перпендикулярна к (010). Изредка встречается в изверженных породах и довольно часто в каменных метеоритах.

Клиногиперстен

(Mg, Fe)SiO₃. Моноклинный.

В состав клиногиперстена района Мулла (Шотландия) входит 27,7% FeO. Отношение в нем Fe : Mg = 1 : 1. Оптические свойства его следующие: $N_g = 1,730$; $N_m = 1,715$; $N_p = 1,713$; $N_g - N_p = 0,017$. Оптически положительный. Пл. о. о. (010). $c : N_g = 46^\circ$. $2V = 30^\circ$. В шлифе бесцветный или слабо плеохроичный. Вообще клиногиперстены встречаются редко и мало изучены. Найдены в метеоритах.

Присутствуют, как правило, в чарнокитовых гранитах, диоритах и близких к ним породах района р. Буга (Винница и др.).

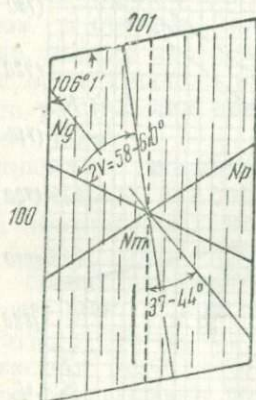


Рис. 175. Дюпсид.

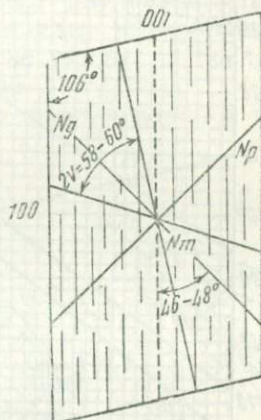


Рис. 176. Геденбергит.

Дюпсид — CaMgSi₂O₆. Моноклинные.

Геденбергит — CaFeSi₂O₆.

Дюпсид: $N_g = 1,681-1,727$; $N_m = 1,657-1,706$; $N_p = 1,650-1,698$; $N_g - N_p = 0,029-0,031$; $2V = 58-60$; $c : N_g = 37-44^\circ$ в тупом углу β ; пл. о. о. (010).

Геденбергит: $N_g = 1,7511-1,757$; $N_m = 1,737-1,745$; $N_p = 1,732-1,735$; $N_g - N_p = 0,018-0,019$; $2V = 60-62^\circ$; $c : N_g = 46-48^\circ$ в тупом углу β ; пл. о. о. (010).

Оптически положительные.

Чистые дюпсид и геденбергит, т. е. миналы их, кальцие-магнезиальный CaMgSi₂O₆ и кальцие-железистый CaFeSi₂O₆, образуют непрерывные твердые растворы состава Ca(Mg, Fe)Si₂O₆ с постепенным изменением физических, в частности оптических

свойств их от чистого диопсида до чистого геденбергита, как это видно на рис. 177.

Пироксены, промежуточные между диопсидом и геденбергитом, называются салитами.

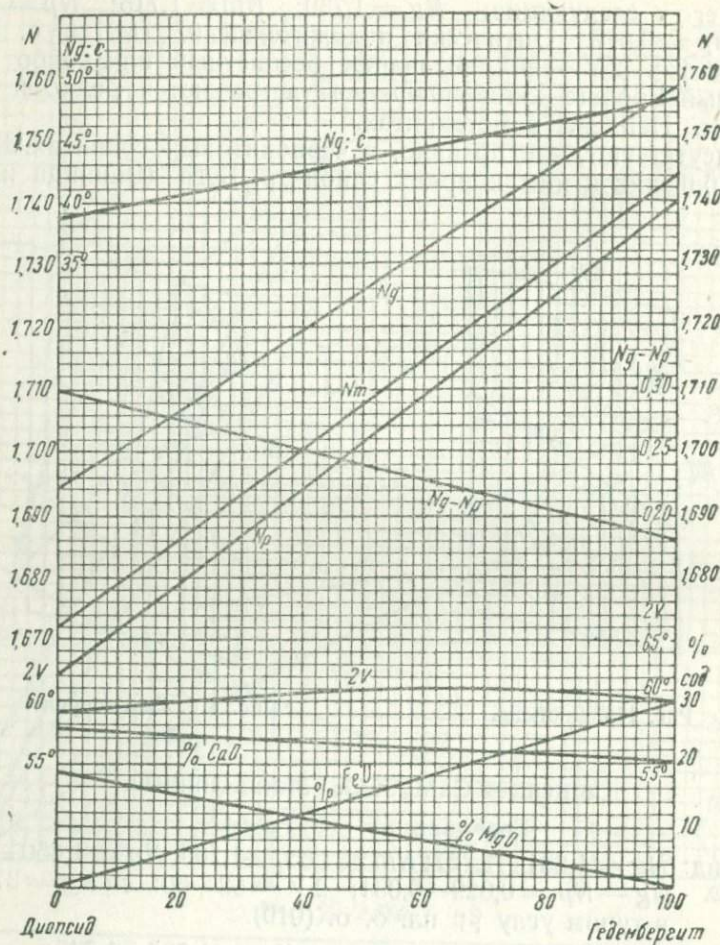


Рис. 177. Диаграмма оптических свойств минералов ряда диопсид — геденбергит (по Винчеллу).

Диопсид образует бесцветные или зеленые различных оттенков короткопризматические кристаллы и неправильные зерна. Поперечные сечения почти квадратные или восьмиугольные. Спайность совершенная по призме, с углом 87°; иногда заметна отдельность по (001). Наблюдаются двойники по (100), реже полисинтетические по (001). В шлифе диопсид бесцветный или

окрашен в светлозеленый цвет; плеохроизм весьма слабый. Рельеф и шагреневая поверхность выражены довольно резко. В нормальных шлифах интерференционная окраска достигает желтого цвета второго порядка. Плоскость оптических осей (010).

В поперечных разрезах угасание симметричное по отношению к трещинам спайности; дисперсия $\gamma > \nu$, более слабая около оси, выходящей на поперечных разрезах, и более резко выраженная около оси, выходящей в почти продольных разрезах. В зоне, перпендикулярной к (010), угасание прямое. В продольных разрезах, в которых угол угасания невелик, наблюдается положительный характер удлинения.

Геденбергит отличается от диопсида более интенсивной зеленой окраской при слабом плеохроизме, более высокими показателями преломления, более слабым дупреломлением, при котором в шлифах нормальной толщины интерференционная окраска, иногда аномальная, обычно не уходит за пределы цветов первого и начала второго порядка.

При разрушении диопсид нередко преобразуется в тремолит или актинолит.

Диопсид и геденбергит характерны для областей контактового метаморфизма. Их парагенез: гранат, волластонит, везувиан и другие силикаты, в состав которых входят MgO, CaO. Встречается также в составе гнейсов и некоторых других кристаллических сланцев, главным образом пироксеновых и амфиболово-пироксеновых.

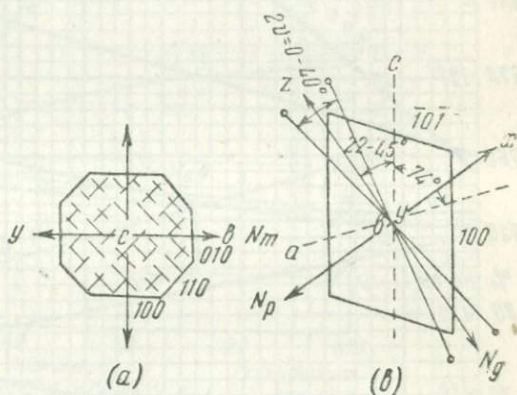


Рис. 178. Пижонит.

Пижонит (рис. 178)

$mCaMg(SiO_3)_2 \cdot n(Mg, Fe)SiO_3$. Моноклинный.

$N_g = 1,719-1,744$; $N_m = 1,698-1,725$; $N_p = 1,680-1,718$;

$N_g - N_p = 0,021-0,033$.

Оптически положительный. $2V \ 0-40^\circ$.

$b = Nm$; $c : N_g = 22-45^\circ$. Пл. о. о. обычно (010).

Удлинение положительное.

Образует ангдральные кристаллы. Спайность по (110) с углом 87° . Двойники по (100). Бесцветный, иногда слабо плеохроичный. Интерференционная окраска — низкие и высокие цвета вто-

рого порядка. Пл. о. о. обычно (010), при особенно малом содержании СаО перпендикулярна к (010). В некоторых случаях он оптически одноосный.

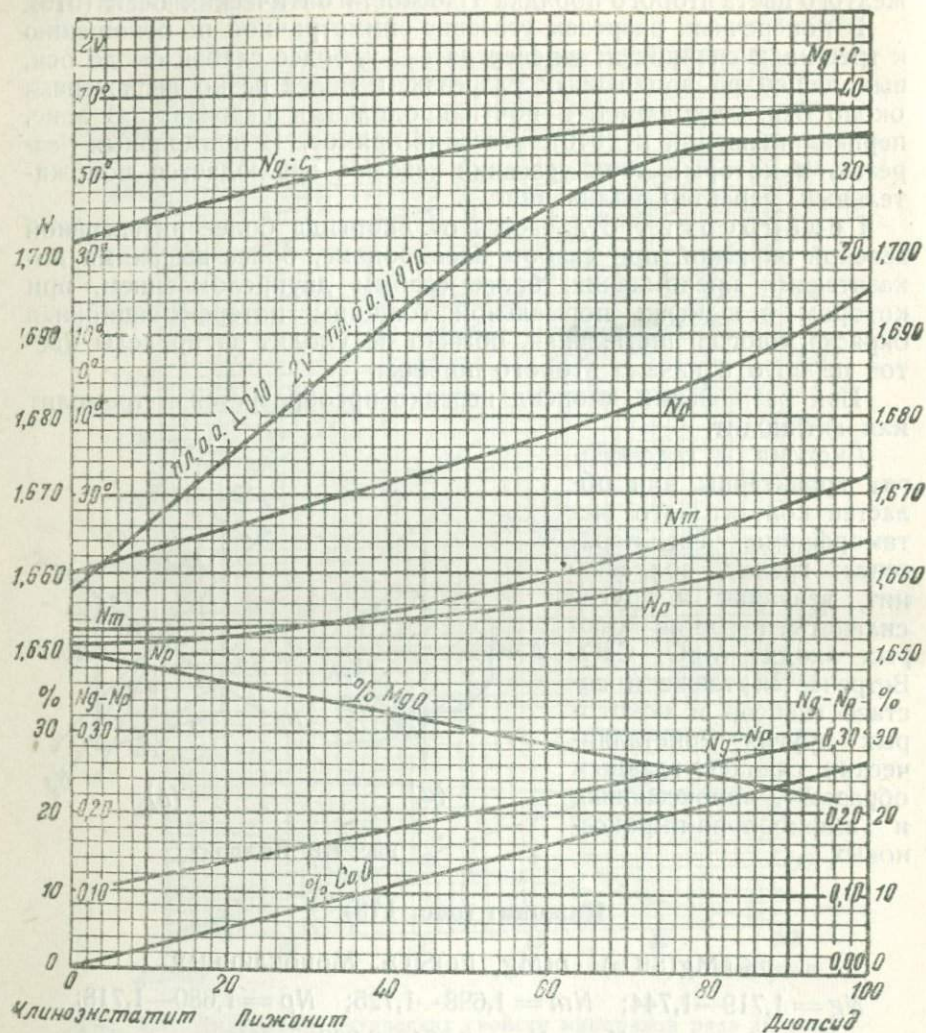


Рис. 179. Диаграмма оптических свойств минералов ряда клиноэнстатит — диопсид.

Представляет собой твердый раствор клиноэнстатита и диопсида (рис. 179) и клиноэнстатита и геденбергита (рис. 180). Согласно Барту, это наиболее распространенный клинопироксен из числа присутствующих в излившихся породах — базальтах, диа-

базах, главным образом в основной массе их. Встречен также в метеоритах и получен в лаборатории.

От авгита отличается малым углом оптических осей.

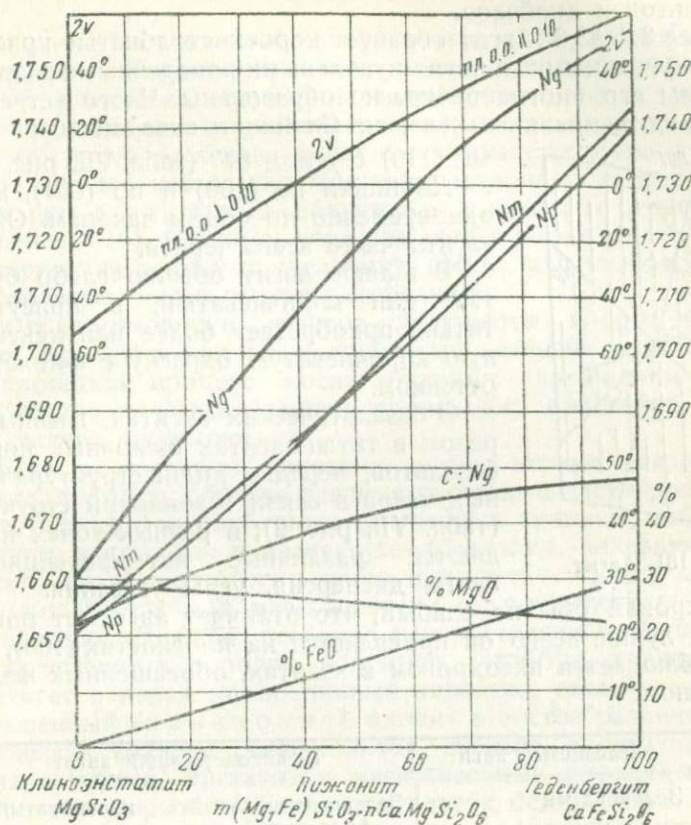


Рис. 180. Диаграмма оптических свойств минералов ряда клиноэнстатит — геденбергит.

Авгит (рис. 181)

$mCa(Mg, Fe)(SiO_3)_2 \cdot n(Al, Fe)_2O_3$. Моноклинный.

$Ng = 1,713 - 1,737$; $Nm = 1,707 - 1,717$; $Np = 1,688 - 1,712$;

$Ng - Np = 0,025$.

Оптически положительный. $2V = 58 - 62^\circ$; $r > v$, в очень богатых железом $r < v$.

$b = Nm$; $c:Ng$ от $+45$ до -54° . Пл. о. о. (010).

Представляет собой изоморфную смесь миналов $CaMgSi_2O_6$, $MgAl_2SiO_6$, $FeAl_2SiO_6$, $MgFe_2SiO_6$, часто с примесью TiO_2 , иногда до нескольких процентов.

Химический состав авгита из габбро-норитовых пород (среднее из 30 анализов в %): SiO_2 50,39; TiO_2 0,51; Al_2O_3 3,95; Fe_2O_3 1,73; FeO 9,20; MnO 0,19; MgO 15,15; CaO 17,82; Na_2O 0,18; K_2O 0,09; H_2O 0,82; уд. вес — 3,28. Числа близки к составу авгита из базальтов и диабазов.

Уд. вес 3,2—3,6. Авгит образует короткостолбчатые кристаллы с четырехугольными и восьмиугольными поперечными разрезами. Кристаллы его иногда прекрасно образованы. Часто встречается также в виде неправильных зерен. Спайность совершенная по при-

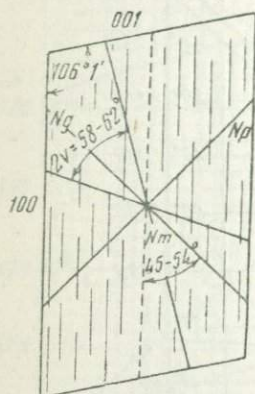


Рис. 181. Авгит.

зме (110) с углом 87° (табл. VII, рис. 1 и 2). Двойники по (100) и по (001), иногда одновременно по обоим законам. Окраска авгита чаще всего черная.

В шлифе авгит обычно слабо буроватый или коричневатый, в присутствии титана приобретает более или менее темную коричневатую окраску с фиолетовым оттенком.

В базальтических авгитах, главным образом в титан-авгитах щелочных пород и базальтов, нередко видна структура песочных часов в связи с зонарной структурой (табл. VII, рис. 2); в разных зонах наблюдаются различные интерференционные цвета, дисперсия, углы угасания.

Плеохроизм обычно слабый, что отличает авгит от роговых обманок; лучше всего он проявляется на плоскостях (100), более резко наблюдается плеохроизм в авгитах, обогащенных железом или титаном:

| | Железистый авгит | Титансодержащий авгит |
|-----------|-------------------------------------|---|
| <i>Ng</i> | Зеленоватый | Зеленовато-желтый, красноватый фиолетовый |
| <i>Nm</i> | Буроватый или красновато-коричневый | Красный или фиолетовый |
| <i>Np</i> | Зеленоватый | Зеленовато-желтый или красноватый |

При небольших количествах натрия приобретает зеленоватую окраску благодаря примеси молекул эгирина.

Резкий рельеф и шагреневая поверхность. Интерференционная окраска в нормальных шлифах до второго порядка. Плоскость оптических осей (010).

В поперечных разрезах симметричное угасание по отношению к трещинам спайности, в продольных, перпендикулярных к (010), угасание прямое. На плоскостях (010) иногда наблюдается своеобразное концентрическое угасание с образованием фигуры «песочных часов».

Диаллаг — разновидность диопсида и авгита, бедного Al_2O_3 , обладающая тонкой отдельностью по (100), частью по

(101) (табл. VII, рис. 3). Омфацит — зеленая разновидность авгита, содержащая обычно 4—9% Al_2O_3 ; встречается в эклогитах. Эти разновидности почти не отличимы по оптическим свойствам от авгитов. Обычно диопсиды не обладают дисперсией биссектрис.

Титан-авгит отличается буроватым и фиолетовым оттенком окраски. Характерно то, что титан-авгиты нередко окружены оболочкой из эгирина и эгирина-авгита, резко отличающихся от титан-авгита зеленоватым или зеленым цветом. В титан-авгите часто особенно резко выражена структура песочных часов и нередко настолько отчетлива наклонная дисперсия биссектрис при $r > v$, что не получается угасания в разрезах, параллельных (010). В общем угол угасания у него $c : Ng = 40—50^\circ$. Характерен для основных щелочных пород, как излившихся, так и интрузивных; часто вместе с нефелином.

При преобразовании авгитов получается хлорит, в других случаях серпентин или же волокнистый зеленый амфибол (уралит); последний процесс носит название уралитизации; одновременно с уралитизацией происходит изменение химического состава пироксена.

Наряду с полевыми шпатами авгиты играют важную роль в горных породах, образуя главные составные части ряда изверженных пород, как глубинных (некоторые граниты, габбро, пироксениты и др.), так и излившихся (базальты, андезиты и др.). Диопсид, как и геденбергит, часто присутствует как в контактовых породах, так и в изверженных (излившихся и глубинных) породах. Диаллаг особенно распространен в крупнозернистых изверженных породах, например, в габбро, норитах и др., отсутствует в лавах. Моноклинный пироксен, обыкновенно светлоокрашенный (малаколит), входит в состав различных кристаллических сланцев (амфиболитов, гнейсов, эклогитов и др.); еще мало изучен. Энстатит и магнезиальные диопсиды присутствуют в некоторых диабазах и базальтах, бедных CaO. От сходных ромбических пироксенов авгиты и диопсиды отличаются угасанием, большей силой двойного лучепреломления, от гиперстена, кроме того, отсутствием резкого плеохроизма. Диаллаг сходен с бронзитом и гиперстеном отдельностью по (100), иногда волокнистым сложением и буроватыми пластинчатыми включениями; отличается угасанием, силой двупреломления и положением плоскости оптических осей, одна из которых почти параллельна вертикальной оси c . От эпидота и оливина отличаются свойствами в сходящемся свете, от эпидота, кроме того, окраской.

Эгирин (включая акмит) (рис. 182)

$NaFeSi_2O_6$. Моноклинный.

$Ng = 1,782 — 1,836$; $Nm = 1,770 — 1,823$; $Np = 1,745 — 1,777$;

$Ng — Np = 0,037 — 0,059$.

Оптически отрицательный. $2V = 60-66^\circ$.

$b = Nm$; $c : Np = \text{от } -2 \text{ до } -8^\circ$. Пл. о. о. (010).

Удлинение отрицательное.

Уд. вес 3,5—3,6. В химическом отношении эгирин — аналог рибекита. В нем Na_2O может частично замещаться небольшим количеством K_2O , а $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$. Иногда присутствуют окислы редких земель и металлов — V_2O_5 , BeO (0,01—0,1%) и др.

Эгирин обычно образует длинные темнозеленые, почти черные призматические кристаллы со спайностью по призме с углом

87° . В шлифе эгирин окрашен в яркозеленый цвет. Плеохроизм выражен чрезвычайно резко: Ng — травяно-зеленый; зеленовато-буровато-желтый; Nm — оливково-травяно-желтовато-зеленый; Np — темный травяно-зеленый, синезеленый. У акмита: Ng — зеленовато-желтый, Nm — желтый Np — темнобурый.

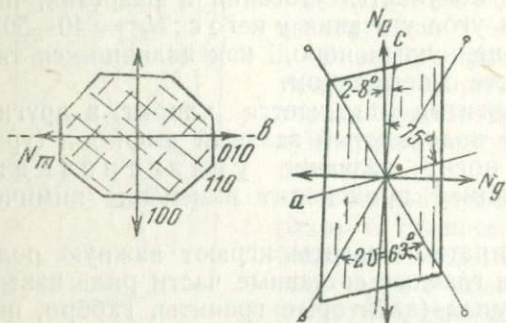


Рис. 182. Эгирин.

Показатели преломления значительно выше,

чем у авгита. Очень сильный рельеф. Интерференционная окраска очень высокая. С вертикальной кристаллографической осью почти совпадает ось Np , в отличие от других авгитов. В эгиринах угасание является промежуточным. Иногда наблюдается параллельное срастание авгита с эгирином, причем чаще всего эгирин обрастает авгитом. Эгирин чаще встречается, акмит реже. Распространены почти исключительно в богатых щелочами излившихся и глубинных магматических породах (натровых гранитах, аплитах и сиенитах, нефелиновых сиенитах, фонолитах, некоторых трахитах и др.). Благодаря окраске легко смешать с роговой обманкой. Эгирин легко плавится incongruently при $940-950^\circ$, акмит — при $945-960^\circ$.

От сходных роговой обманки и актинолита эгирин отличается: обратной схемой абсорбции $Np > Nm > Ng$; малым углом угасания, отрицательным характером удлинения; высокой интерференционной окраской, почти прямым углом (87°) между трещинами спайности по призме (у амфиболов $124^\circ 30'$). От турмалина отличается косым угасанием и двуосностью.

Эгирин-авгит (эгирин-диопсид) (рис. 183)

$m \text{NaFeSiO}_3 \cdot n \text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$. Моноклинный.

$Ng = 1,709 - 1,782$; $Nm = 1,687 - 1,770$; $Np = 1,680 - 1,745$;

$Ng - Np = 0,029 - 0,037$.

Оптически отрицательный и положительный. $2V =$ от -60° до $+70^\circ$.

Эгирин-авгит представляет собой моноклинный пироксен, обогащенный миналами эгирина, в химическом отношении промежуточный между авгитом и эгирином (диопсидом и эгирином). Образует идиоморфные кристаллы короткопризматического вида, таблитчатые по (100), реже зерна неправильной формы. Довольно часты двойники по (100). Цвет черный и зеленовато-черный, в шлифе зеленоватый или желтоватый.

Молекулы геденбергита и авгита не учтены.

В отношении плеохроизма эгирин-авгит сходен с эгирином.

Показатели преломления непостоянные, во всяком случае значительные, благодаря чему резко выражены как шагреневая поверхность, так и рельеф. Плоскость оптических

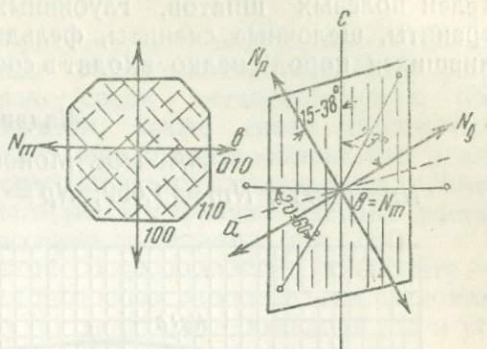


Рис. 183. Эгирин-авгит.

Оптические свойства ряда минералов эгирин—диопсид (по Заварицкому, в скобках по Винчеллу)

| Мол. % эгирина | 0 | 20 | 40 | 60 | 80 | 100 |
|-------------------|---------|----------|-----------|----------|----------|----------|
| $2V$ | +59 | +72 (66) | +90 (+88) | -77 (77) | -69 (63) | -46 (48) |
| $c : Ng$ | 38,5 | 55 (52) | 72 (66) | 83 (80) | 80 (94) | 94 (107) |
| Nm | (1,671) | (1,702) | (1,733) | 1,765 | 1,794 | 1,823 |

осей (010). Дисперсия оптических осей $r > v$; дисперсия оптических биссектрис более резко выражена, чем у эгирина. Знак удлинения отрицательный.

Согласно Бренеру и Райту, в оптическом отношении существует определенный ряд от диопсида и геденбергита с $c : Ng = 38-42^\circ$, к авгиту с $c : Ng = 45-54^\circ$, эгирин-авгиту с $c : Ng = 55-85^\circ$ до эгирина с $c : Ng = 94^\circ$.

Входит в состав ряда щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, частью идиоморфный, частью гипидиоморфный; иногда окружает диопсиды, титан-авгит и др. Встречается в ряде основных излившихся пород — лейцитофирах, тефритах и др.

Близок к эгирин-авгиту ф е д о р о в и т с плеохроизмом: Ng — желтый, $Nm = Np$ — оливково-зеленый; показателями преломле-

ния: $N_g = 1,709$; $N_m = 1,680$; $N_g - N_p = 0,029$. Плоскость оптических осей (010). Угасание на этой плоскости $c : N_g = 65-75^\circ$. Встречен в лейцитовых породах.

Акмит, как и связанный с ним переходами эгирин-авгит, минералы магматические и входят часто в состав разнообразных богатых натрием пород, содержащих как кварц, так и заместителей полевых шпатов, глубинных и излившихся (щелочные граниты, щелочные сиениты, фельдшпатоидные сиениты, ряд излившихся пород), редко входят в состав кристаллических сланцев.

Жадент

$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$. Моноклинный.

$N_g = 1,667$; $N_m = 1,659$; $N_p = 1,655$; $N_g - N_p = 0,012$.

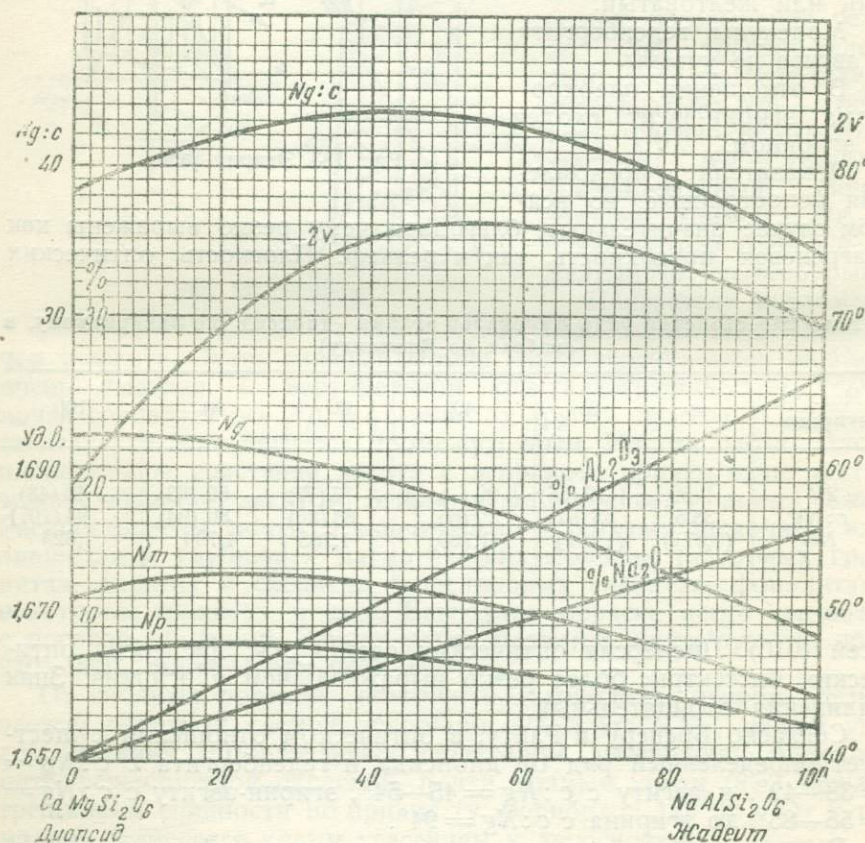


Рис. 184. Диаграмма оптических свойств минералов ряда диопсид—жадеит.

Оптически положительный. $2V =$ до 72° .

$b = N_m$; $c : N_g =$ от 30 до 35° . Пл. о. о. (010).

Удлинение положительное.

Уд. вес 3,3—3,5. Редко встречается в кристаллах; обычно образует тонкошестоватые агрегаты, чаще волокнистые и спутанно-волокнистые до плотных. Агрегаты его чрезвычайно вязки. Спайность по призме (110) с углом 87° . Цвет зеленый, разных оттенков: яблочно-луково-зеленый, зеленовато-белый, до почти белого. В шлифе бесцветный. Слабая наклонная дисперсия оптических осей; $r < v$.

При разрушении преобразуется в тремолит, иногда уралитизируется с одновременным образованием олигоклаз-альбита. Встречается исключительно среди метаморфических пород, нередко в составе эклогитов, также среди серпентинитов, альбитово-роговообманковых пород, роговообманковых (глаукофановых) сланцев, метаморфических известняков. Диопсид $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ и жадеит $\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$ образуют твердые растворы с промежуточными оптическими свойствами (рис. 184).

От спутанно-волокнистой разновидности актинолита — нефрита (жада) — отличается большими показателями преломления и большим углом угасания, от диопсида — меньшим углом угасания и столбчатой формой.

ЦЕКТОЛИТ

$\text{HNaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_9$. Моноклинный.

$Ng = 1,633 - 1,645$; $Nm = 1,606 - 1,642$; $Np = 1,595 - 1,610$;

$Ng - Np = 0,033 - 0,040$.

Оптически положительный. $2V = 53 - 60^\circ$; $r > v$.

$b = Ng$; Nm почти $\parallel c$. Пл. о. о. (010).

Удлинение положительное.

Уд. вес 2,74—2,88. Кристаллы вытянуты по b . Двойники по (100). Спайность совершенная по (100) и (001). В шлифе бесцветный. В пустотах метаморфических и магматических пород, в частности в нефелиновых сиенитах Хибин, в кристаллических известняках; сходен с волластонитом, розенбушитом и силлиманитом; отличается от них более высоким двупреломлением.

ГРУППА ХОНДРОДИТА

Группа хондродита (гумита) близка по составу и оптическим свойствам к оливинам: отличается постоянным присутствием в составе каждого минерала радикала Mg (F, OH).

Различают ромбические члены группы — гумиты и моноклинные — хондродит и клиногумиты.

Группа хондродита в структурном отношении связана с форстеритом; судя по данным рентгеноанализа, слои, параллельные (001), состоящие из Mg_2SiO_4 и $\text{Mg}(\text{OH})_2$, чередуются друг с другом в норбергите; в хондродите чередуются два слоя Mg_2SiO_4 с одним $\text{Mg}(\text{OH})_2$, в гумите каждый четвертый слой состоит из $\text{Mg}(\text{OH})_2$, в клиногумите — каждый пятый.

Химический состав минералов группы хондродита (для сравнения приведен и форстерит):

Форстерит Mg_2SiO_4

Норбергит $Mg(F, OH)_2 \cdot Mg_2SiO_4$

Хондродит $Mg(F, OH)_2 \cdot 2Mg_2SiO_4$

Гумит $Mg(F, OH)_2 \cdot 3Mg_2SiO_4$

Клиногумит $Mg(F, OH)_2 \cdot 4Mg_2SiO_4$

Титаноклиногумит $Mg(F, OH)_2 \cdot 4Mg_2(Si, Ti)O_4$.

Все минералы группы хондродита обладают очень сходными оптическими свойствами, отличаясь друг от друга углами угасания и показателями преломления. От оливина отличаются отчасти окраской и наличием в моноклиновых разностях полисинтетического двойникового строения. Представляют собой типичные составные части метаморфических известняков и доломитов, главным образом контактовых. Часто находятся в парагенезе с флогопитом и шпинелью.

Норбергит

$Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$. Ромбический.

$N_g = 1,590$; $N_m = 1,567$; $N_p = 1,563$; $N_g - N_p = 0,027$.

Оптически положительный. $2V = 45-50^\circ$.

Уд. вес 3,14. В железных рудах Швеции встречается очень редко.

Хондродит

$2Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$. Моноклинный.

$N_g = 1,622-1,658$; $N_m = 1,606-1,645$; $N_p = 1,593-1,635$;

$N_g - N_p = 0,029-0,035$.

Оптически положительный. $2V = 72-90^\circ$; $r > v$.

$b = N_g$; $a : N_p$ от -26 до -31° . Пл. о.о. $\perp (010)$.

Удлинение отрицательное.

Уд. вес 3,1—3,2. Кристаллы часто таблитчатые по (010), чаще в виде зерен. Спайность ясная по (001). Часты полисинтетические двойники по (001). Цвет желтый, буровато-красный, в шлифе желтоватый, красноватый до бесцветного, в окрашенных разностях со слабо выраженным плеохроизмом. Абсорбция: $N_p > N_g > N_m$. Как показатели преломления, так и сила двойного лучепреломления увеличиваются с повышением содержания железа.

Острая биссектриса N_g перпендикулярна к (010). Угасание косое. Окрашенные обычно в более темные (бурые) цвета разности хондродита, обогащенные Fe, разрушаются более интенсивно, чем желтые; при выветривании получают антигорит, брусит, магнезит.

Отличается от других минералов группы хондродита углами угасания и более высокими показателями преломления.

Гумит

$3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$. Ромбический.

$N_g = 1,649—1,656$; $N_p = 1,617—1,625$; $N_g - N_p = 0,028—0,038$

Оптически положительный. $2V = 68—70^\circ$.

Кристаллы таблитчатые по (100) и (001). Уд. вес 3,2—3,3. Сходен с хондродитом и клиногумитом в отношении окраски и плеохроизма. Плоскость оптических осей и N_g перпендикулярны к (010); N_p совпадает с (001). Угасание прямое.

Клиногумит

$4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg} (\text{F}, \text{OH})_2$. Моноклинный.

$N_g = 1,653—1,664$; $N_m = 1,638—1,663$; $N_p = 1,625—1,652$;

$N_g - N_p = 0,028—0,032$.

Оптически положительный. $2V = 74—80^\circ$; $r > v$. $N_g \perp (010)$;
 $N_p : (001) = 7—12,5^\circ$.

Уд. вес 3,17—3,25. Сходен с хондродитом в отношении окраски и плеохроизма, а также оптической ориентировки.

НОРДИТ

Силикат натрия щелочных земель, марганца и редких земель Ромбический.

$N_g = 1,642$; $N_m = 1,630—1,640$; $N_p = 1,619$; $N_g - N_p = 0,027$.

Оптически отрицательный. $2V = 31,5^\circ$. $N_p = (100)$; $N_g = (001)$.

Уд. вес 3,430. Образует кристаллы, пластинчатые по (100) Спайность хорошая по (100). Цвет светлокоричневый, светлосерый в тонких шлифах.

ГРУППА ХРУПКИХ СЛЮД

В группу хрупких слюд входит несколько минералов, обладающих общими свойствами—весьма совершенной спайностью и внешним видом слюд, от которых они отличаются значительной твердостью и хрупкостью. Твердость их 4,5—6. Характерно содержание конструкционной воды. Все они носят псевдогексагональный характер. Сюда относятся: хлоритоид, маргарит и др.

Хлоритоид (рис. 185)

$\text{H}_2(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{SiO}_7$. Моноклинный.

$N_g = 1,737-1,731$; $N_m = 1,726-1,719$; $N_p = 1,724-1,715$;

$N_g - N_p = 0,013-0,016$.

Оптически положительный. $2V = 36-63^\circ$.

$b = Nm$; $c : Ng = +3 - +21^\circ$. Пл. о.о. (010).

Удлинение отрицательное.

Симпсон различает: хлоритоид $\text{H}_2\text{FeAl}_2\text{SiO}_7$, сисмондин $\text{H}_2(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{SiO}_7$ и отгрелит $\text{H}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{SiO}_7$.

По листоватому характеру, весьма совершенной спайности по (001) они приближаются к слюдам и хлоритам, от которых отли-

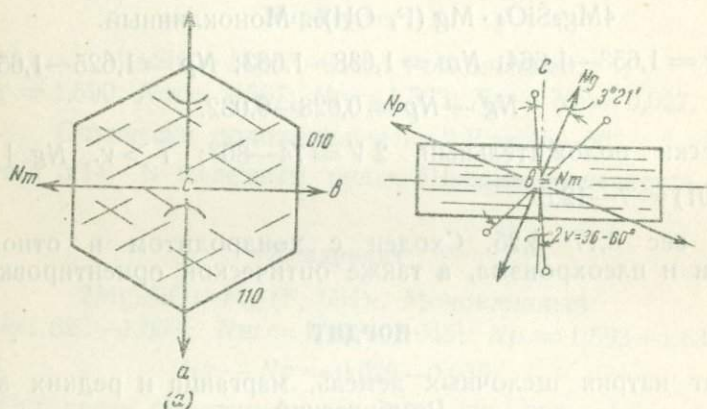


Рис. 185. Хлоритоид.

чаются большей твердостью и меньшей упругостью. Цвет зеленый различных оттенков, то же и в шлифе; обнаруживают иногда ясный плеохроизм от оливково-зеленого до индигово-синего и бесцветного; оптические свойства непостоянные. Сильная дисперсия оптических осей: $r > v$ и биссектрис. Встречаются исключительно в кристаллических сланцах, главным образом в филлитах и кварцитах, частью и в слюдяных сланцах. Переходят в мусковит и хлорит. Характерны: цвет, плеохроизм, малая сила двойного лучепреломления, большой угол оптических осей (в отличие от хлорита), сильная дисперсия. От хлоритов отличаются большими показателями преломления.

Маргарит

$\text{H}_2\text{CaAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$. Моноклинный.

$N_g = 1,645$; $N_m = 1,643$; $N_p = 1,632$; $N_g - N_p = 0,010-0,013$.

Оптически отрицательный. $2V = 67^\circ$ до малого.

Уд. вес 2,99—3,08. Разлагается серной кислотой. Спайность весьма совершенная по (001). В шлифе бесцветный. Плоскость оптических осей перпендикулярна к (010). Острая биссектриса образует с перпендикуляром к (001) угол около 6°. Присутствует в метаморфических породах совместно с корундом, из которого он мог образоваться, также в слюдяных сланцах с турмалином и ставролитом.

ГРУППА ОЛИВИНА

Группа оливина охватывает ряд ортосиликатов Mg, Fe, частью также Ca, Mn, Zn, кристаллизующихся обычно в ромбической сингонии; лишь немногие из них кристаллизуются в моноклинной сингонии.

Большая часть минералов, входящих в состав группы оливина, представляет собой непрерывную серию твердых растворов двух минералов — форстерита (Fo) — Mg_2SiO_4 и фаялита (Fa) — Fe_2SiO_4 ; к ним обычно примешаны в небольших количествах минералы: Mn_2SiO_4 , Ca_2SiO_4 , иногда Zn_2SiO_4 (рис. 186). Наиболее рационально деление магнезиально-железистых оливинов, основанное на изучении этих оливинов в габбровых породах Гренландии и построенное по десятичной системе, предложенной Диром и Вагнером. В приводимой таблице представлено деление оливинов по Диру и Вагнеру, Оллингу, Винчеллу:

Форстерит (рис. 187)

Mg_2SiO_4 . Ромбический.

$Ng = 1,670—1,680$; $Nm = 1,651—1,660$;

$Ng - Np = 0,035—0,040$.

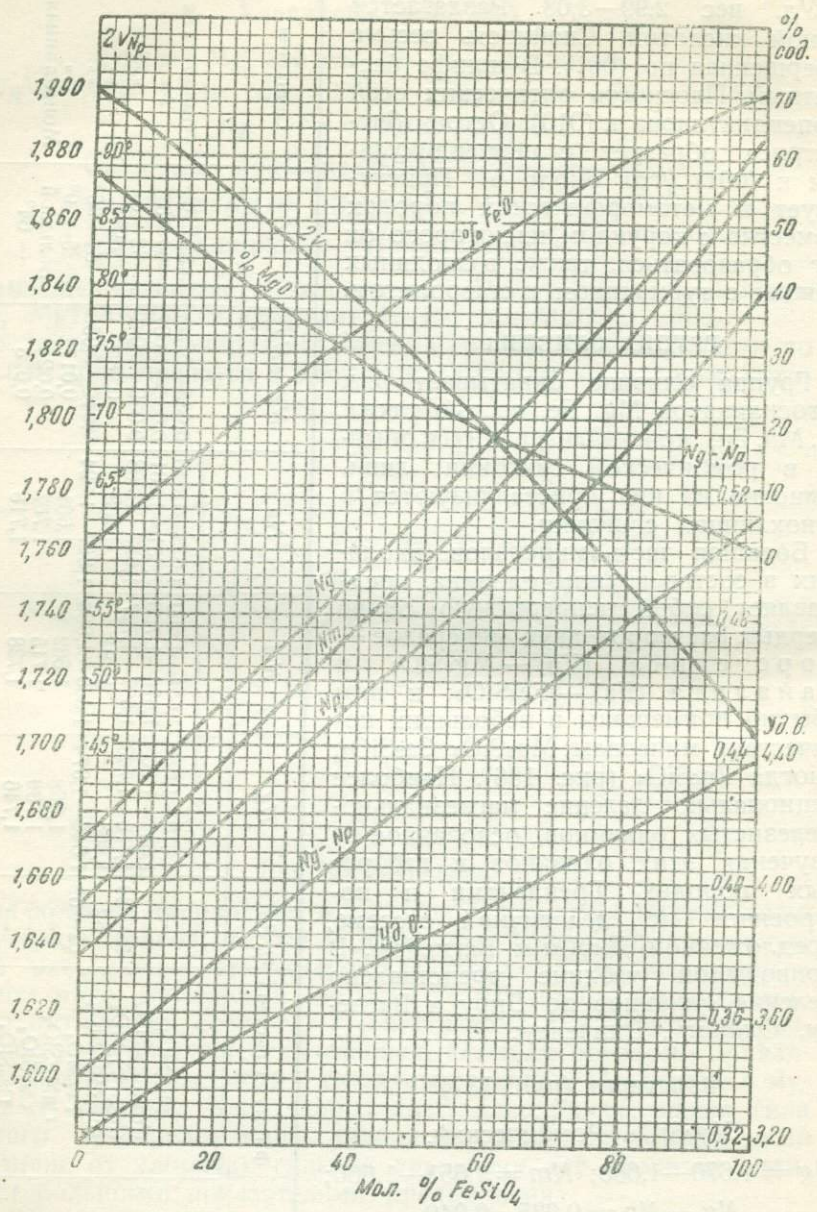
$Np = 1,635—1,640$;

Оптически положительный.

$2V = 85—90^\circ$.

$a = Ng$; $b = Np$; $c = Nm$.

| Минерал | Формула состава | % FeO | Ng | Nm | Np | Ng — Np | 2V | Сингония |
|-------------|------------------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|---------|-------------|
| Форстерит | Mg_2SiO_4 | — | 1,670—1,680 | 1,651—1,660 | 1,635—1,640 | 0,035—0,046 | +85—90 | Ромбическая |
| Оливин | $(Mg,Fe)_2SiO_4$ | — | 1,686—1,708 | 1,676—1,706 | 1,651—1,681 | 0,035—0,037 | —90—8° | То же |
| Глаусдерит | $(Mg,Fe)_2SiO_4$ | 20—30 | 1,716—1,743 | 1,697—1,727 | 1,677—1,768 | 0,039—0,041 | —82—8 | ” |
| Гортонолит | $(Fe,Mg)_2SiO_4$ | 52 | 1,803 | 1,791 | 1,768 | 0,035 | 69° | ” |
| Фаялит | Fe_2SiO_4 | 62—69 | 1,846—1,874 | 1,838—1,864 | 1,807—1,824 | 0,042—0,050 | —51—56° | ” |
| Монгичеллит | $CaMgSiO_4$ | — | 1,668 | 1,662 | 1,661 | 0,017 | —75—90° | Моноклинная |
| Ларнит | Ca_2SiO_4 | — | 1,730 | 1,715 | 1,707 | 0,023 | Большой | — |
| Шаньонит | Ca_2SiO_4 | — | 1,746 | 1,738 | 1,718 | 0,028 | —64° | — |
| Тейфрит | Mn_2SiO_4 | — | — | — | — | — | — | — |



Mg_2SiO_4 Fe_2SiO_4
 Ферстерит Хризолит Гуалосидерит Гортанолит Файалит

Рис. 186. Диаграмма оптических свойств минералов ряда ферстерит—файалит

| | | | | | | |
|--------------|-----------|----------|--------------|------------|-----------------|-----------|
| Вагнер и Дир | Форстерит | Хризолит | Гиалосидерит | Гортонолит | Феррогортонолит | Файалит |
| Оллинг | Форстерит | Хризолит | Гиалосидерит | Гортонолит | Файалит | |
| Винчелл | Форстерит | Хризолит | Гиалосидерит | Гортонолит | | Файалит |
| | 100% Fo | 10 | 30 | 50 | 70 | 90 100 Fa |

Обычно образует неправильные зерна, в ряде случаев также и с кристаллическими очертаниями. Спайность несовершенная по (010). В шлифе бесцветный. Шагреновая поверхность и рельеф резко выражены. Интерференционная окраска в шлифах нормальной толщины второго порядка, близкая к третьему порядку. Угасание параллельно трещинам спайности. Удлинение кристаллов обычно отрицательное.

Встречается большей частью в метаморфических известняках как продукт их дедоломитизации, часто в парагенезе с флогопитом, также в контактово-метаморфических зонах, часто в тесной связи с магнетитом.

От оливина, содержащего окислы железа, отличается несколько меньшими показателями преломления, а также продуктами разрушения. Обычно форстерит переходит в антигорит, причем отсутствуют выделения окислов железа, характерные для оливина.

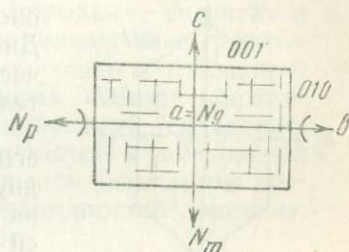


Рис. 187. Форстерит.

Оливин (хризолит)

$(Mg, Fe)_2SiO_4$. Ромбический.

$N_g = 1,689 - 1,718$; $N_m = 1,670 - 1,706$; $N_p = 1,651 - 1,681$;

$N_g - N_p = 0,035 - 0,037$ (согласно Заварицкому, иногда опускается до $0,023 - 0,027$, по Бекке — иногда до $0,028$ по краям, $0,040$ в ядре).

Оптически положительный, частью отрицательный.

$2V = 90 - 85^\circ$.

$a = N_g$; $b = N_p$; $c = N_m$. Пл. о. о. (001).

Оливин, включая его железистые разновидности — гиалосидерит и гортонолит, — по большей части образует неправильные, сильно блестящие зерна, желтовато-зеленого до бутылочно-зеленого цвета, иногда почти черные, при разрушении бурые (выделение окислов железа); в других случаях образуют такого же

цвета короткопризматические или таблитчатые кристаллы (табл. VII, рис. 4 и табл. VIII, рис. 1). Спайность по большей части незаметна, излом раковистый. В шлифе бесцветные или при большом содержании железа отчасти красноватые, трещины спайности по (010), менее заметны по (100), часто видны неправильные трещины.

Шагреновая поверхность резко выражена; интерференционная окраска второго и третьего порядка обычно очень чистая. Угасание прямое по отношению к трещинам спайности. Плоскость оптических осей (001). Оптический характер положительный в оливинах, бедных FeO, в богатых им — отрицательный.

Угол $2V$ в последних тем меньше, чем больше содержание FeO: при содержании FeO около 9,4% $2V = 90^\circ$; при FeO около 52% (гортонолит) $2V = 69^\circ 24'$. Дисперсия оптических осей: в оптически положительных $r < v$, в отрицательных $r > v$.

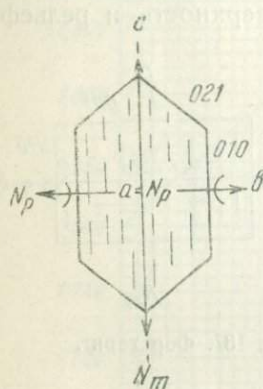


Рис. 188. Оливин.

Для оливина характерно превращение его в серпентин. Серпентинизация идет двумя путями. Чаще всего она начинается на краях зерна оливина и распространяется внутрь его по извивающимся трещинкам, в которых отлагается параллельно-волоконистый агрегат хризотила. Волоконца стоят в общем перпендикулярно к стенкам трещин. Так как при этом объем минерала увеличивается, образуются новые трещинки, в которых также

происходит образование того же хризотила.

В результате получается характерная сетчатая или петельчатая структура, в петлях которой остаются участки неразрушенного оливина. В конце концов, все зерно оливина переходит в волоконистый агрегат хризотила; одновременно происходит выделение окислов железа, часто дающих начало мелким зернышкам магнетита. В других случаях в оливине появляются небольшие листочки антигорита, располагающиеся большей частью параллельно (001). В результате получается характерная решетчатая структура.

В некоторых случаях вместо серпентина в оливине образуется гальк или иддингсит. Иддингсит — $\text{H}_2\text{MgFe}_2\text{Si}_3\text{O}_{14}$ — слюдитый минерал, листоватый, ржаво-бурого или зеленоватого цвета, довольно ярко поляризующий и плеохроирующий; в иддингсите: $a = Np$; $b = Nm$; $c = Ng$; $Ng = 1,864 - 1,655$; $Np = 1,792 - 1,608$; $Ng - Np = 0,032 - 0,035$; оптически чаще отрицательный, сильная дисперсия: то $r > v$, то $r < v$. Переход в иддингсит наблюдается главным образом в богатых железом гортонолитах. Нередко зерна оливина окружены оболочкой из окислов же-

деза, что указывает на то, что краевые зоны оливина обогащены закисью железа.

От сходных моноклинных пироксенов оливин отличается менее совершенной спайностью, более высокой интерференционной окраской, прямым угасанием и в сходящемся свете тем, что изогира большей частью почти прямая. Легко разрушается при действии соляной кислоты. Иногда проявляется зонарная структура.

Оливин очень широко распространен в составе бедных кремнекислотных магматических пород, как основных (глубинных и излившихся) — габбро, диабазов, базальтов и др., так и ультраосновных — перидотитов, пироксенитов, оливинитов, дунитов и др.

В перидотитах он часто богат магниальным и беден железистым ортосиликатом.

Редко присутствует в средних и кислых породах — сиенитах и таких гранитах, как некоторые щелочные и диалаговые граниты юга Украины, роговообманково-биотитовые граниты (рапакиви) севера Украины. Характерно, что в гранитах оливин представлен только железистыми своими разновидностями — гиалосидеритом и гортонолитом, отличающимися буроватой и желтоватой окраской, большими силой двупреломления и показателями преломления, чем у бедных железом разновидностей оливина. Иногда входит в состав оливиновых песков.

Характерен парагенез оливина и его железистых разновидностей с пироксенами, амфиболами и биотитом, причем первым кристаллизуется оливин, позже сменяющийся пироксенами и далее амфиболами и биотитом. В результате получают в габбро, сиенитах, гранитах, содержащих оливин, своеобразные венчиковые структуры, при которых в центре расположен оливин, окруженный пироксеном, амфиболом и биотитом.

Файалит (рис. 189)

$(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$. Ромбический.

$$Ng = 1,846 - 1,847; Nm = 1,838 - 1,864; Np = 1,804 - 1,824;$$

$$Ng - Np = 0,042 - 0,050.$$

Оптически отрицательный $2V = 47 - 54^\circ$; $r > v$.

$$a = Ng; b = Np; c = Nm. \text{ Пл. о. о. } (001).$$

В литофизах встречается в виде кристаллов; обычно образует неправильной формы зерна. Спайность несовершенная по (010).

Угасание параллельно трещинам спайности. От сходного оливина отличается большими показателями преломления и силой двупреломления, меньшим углом оптических осей и отрицательным характером. При выветривании иногда переходит в грюнерит.

Файалит встречается редко, главным образом совместно с железными рудами. Часто встречается в литофизах риолитовых обсидианов, где его сопровождает кристобалит; нередко встречается в рудных шлаках.

К файалиту близки марганцовистый файалит — кнебелит $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$ и тефроит Mn_2SiO_4 (из рудных месторождений Лонгбана, Швеция).

Монтичеллит (рис. 190)

$\text{CaMg}(\text{SiO}_4)_2$. Ромбический.

$N_g = 1,668$; $N_m = 1,659$; $N_p = 1,661$; $N_g - N_p = 0,017$.

Оптически отрицательный. $2V = 75-90^\circ$.

Кристаллы частью призматические; нередко неправильные зерна. В шлифе бесцветный с резко выраженной шагреновой

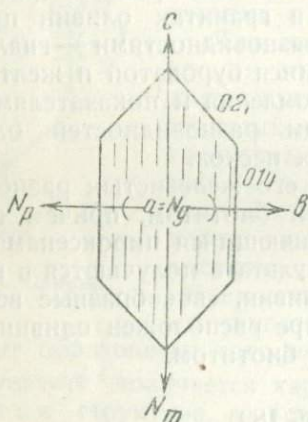


Рис. 189. Файалит.

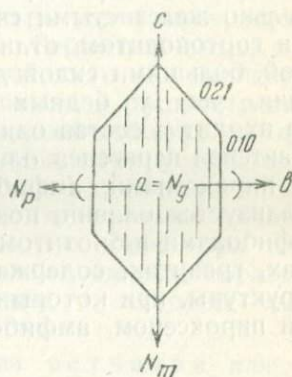


Рис. 190. Монтичеллит.

поверхностью. От оливина и форстерита отличается значительно более низкой интерференционной окраской. Развит также исключительно в метаморфических известняках и доломитах.

Ларнит

$a - \text{Ca}_2\text{SiO}_4$. Моноклинный.

$N_g = 1,730$; $N_m = 1,715$; $N_p = 1,707$; $N_g - N_p = 0,023$.

Оптически положительный. Угол $2V$ довольно большой.

$c : N_p = 13-14^\circ$.

Образует зерна и неправильно ограниченные таблички со спайностью по (100) в известняках контактовой зоны Антрима

в Ирландии. Сопровождается сперитом, мелилитом, шпинелью. Устойчив при температурах 1430—2130°.

При более низких и обыкновенной переходит со значительным увеличением объема в устойчивую модификацию γ — Ca_2SiO_4 , волокнисто-агрегатного строения, с плоскостью оптических осей, перпендикулярной к длине волокон, $N_g < 1,660$, $N_p > 1,640$, $N_g - N_p < 0,023$ и с оптически отрицательным характером. Найден в контактовой зоне Ларн в Ирландии. Возможно нахождение его в некоторых изверженных породах.

Шаннонит

β — Ca_2SiO_4 . Моноклинный.

$N_g = 1,746$; $N_m = 1,738$; $N_p = 1,718$; $N_g - N_p = 0,028$.

Оптически отрицательный. $2V = 64^\circ$.

Встречается в виде зерен и таблитчатых кристаллов с ясной спайностью по (010) и (100). В шлифе бесцветный. Плоскость оптических осей (100). Встречен в нефелино-эвдиалитовом базальте Тасмании, в мелилит-нефелиновом базальте Квебека. Встречается очень редко.

РИНКОЛИТ

Титаносиликат Ca, Sr, Na. Моноклинный.

$N_g = 1,651$ — $1,681$; $N_m = 1,645$ — $1,667$; $N_p = 1,643$ — $1,662$;

$N_g - N_p = 0,008$ — $0,019$.

Оптически положительный. $2V = 40$ — 87° ; $r > v$ резкая.

$b = Nm$; $c : Ng = 13,5^\circ$. Пл. о. о. (010).

Значительно содержание Nb и Ta и редких земель — Ce, La, Y (до 18%), также F (до 6,25%); присутствует V. Уд. вес 3,40.

Образует призматические кристаллы, вытянутые по оси c , часто также таблитчатые по (100). Спайность по (100). В шлифе почти бесцветный или бледножелтый, иногда со слабым плеохроизмом $N_g > N_m > N_p$. В связи с непостоянством химического состава оптические свойства ринколита непостоянные.

Для этого минерала, в отличие от сходного с ними мозандрита, характерно особенно значительное содержание SrO и малое — Zr_2O .

Присутствуют в пегматитах то вместе с малиново-красным эвдиалитом и зеленым эгирином, то с эгирином при малой примеси эвдиалита.

ШИЗОЛИТ

$\text{HNa}(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Si}_3\text{O}_9$. Триклинный.

$N_g = 1,663-1,667$; $N_p = 1,632$; $N_g - N_p \cong 0,029$.

Оптически положительный.

Уд. вес 3,0. Кристаллы сходны с кристаллами пектолита. Спайность по (001) совершенная, по (100) ясная. Темнокоричневый, реже светлокоричневый. В шлифе серовато-буроватый, не плеохроичный, при выветривании становится черным и непрозрачным. Плоскость оптических осей (100). Очень редко встречается в Хибинах в Ловозерских тундрах в нефелиновых и содалит-нефелиновых сиенитах, также в нефелиновых сиенитах Гренландии. Иногда в метаморфических породах.

ДАТОЛИТ

HCaBSiO_5 , по Вернадскому $\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2$. Моноклинный.

$N_g = 1,670$; $N_m = 1,653$; $N_p = 1,625$; $N_g - N_p = 0,045$.

Оптически отрицательный. $2V = 74^\circ$; $r > v$.

$b = Nm$; $c : Ng = 2-4^\circ$. Пл. о. о. (010).

Химический состав в (%): SiO_2 37,6; B_2O_3 21,8; Ca 0,35; H_2O 5,65. В иногда замещается Al.

Уд. вес 2,9—3,0. Бесцветный, сходный с горным хрусталем, фиолетовый, зеленоватый, в шлифе бесцветный. Довольно сильная дисперсия биссектрис. Всегда вторичный, часто совместно с кальцитом и цеолитами. Встречается в виде кристаллов и зернистых масс, выполняющих трещины, с кристаллами в пустотах. Входит в состав некоторых магматических пород (в Крыму на Карадаге, на Северном Кавказе около Минеральных Вод), иногда присутствует в выветрелых диабазах и их туфах (окрестности Лимен в Крыму), в габбро и т. д.

От сходных топаза, андалузита, монтичеллита, волластонита, пренита отличается большим двупреломлением.

ЛАУСОНИТ (рис. 191)

$\text{H}_4\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$ или $(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$. Ромбический

$N_g = 1,684$; $N_m = 1,674$; $N_p = 1,665$; $N_g - N_p = 0,019$.

Оптически положительный. $2V = 84^\circ$.

$a = Np$; $b = Nm$; $c = Ng$.

Уд. вес 3,1. Встречается в виде призматических кристаллов, таблитчатых по (001), и в виде неправильных зерен. Спайность по (010) совершенная, менее совершенная по (001), еще менее по (110).

Части полисинтетические двойники по (110).

Бесцветный до серовато-синего, в шлифе бесцветный.

Сильная дисперсия: $r > v$. От сходного оливина отличается меньшей, от андалузита и цоизита большей силой двойного лучепреломления, от сходных скаполитов — двуосностью; от кордиерита — большим показателем преломления; от пренита — меньшей силой двойного лучепреломления. Входит в состав метаморфических пород, особенно тех, которые получились при преобразовании габбро и базальтов, а также в состав глаукофановых сланцев. Характерный парагенез: мусковит, глаукофан, гранат и др. Легко плавится со вспучиванием и распадением на листки; образует пористое стекло, тугоплавкое, легко желатинизирующееся с HCl.

АКСИНИТ

$\text{H}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{B}(\text{SiO}_4)_4$. Триклинный.

$N_g = 1,668$; $N_m = 1,685$; $N_p = 1,678$;

$N_g - N_p = 0,010$.

Оптически отрицательный.

$2V = 70-75^\circ$.

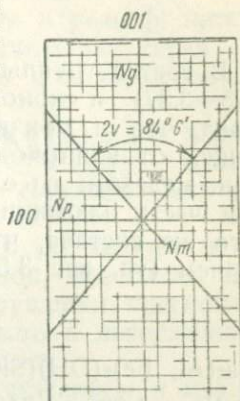


Рис. 191. Лаусонит.

Обычно плохо образованные кристаллы с остроугольными разрезами. Спайность несовершенная. Бесцветный до бледно-голубого. Иногда плеохроичный. Дисперсия оптических осей: $r < v$. Угасание в общем косое. Аксицит не обладает характерными признаками. Сходен с кварцем, но отличается большими показателями преломления и двуосностью. Развит в контактово-метаморфических зонах, часто в парагенезе с кальцитом и кварцем. Встречается редко. Составляет 50% породы, носящей название лимурита.

ДЮМОРТЬЕРИТ

$\text{HBAI}_3\text{Si}_3\text{O}_{20}$. Ромбический.

$N_g = 1,690$; $N_m = 1,685$; $N_p = 1,675$; $N_g - N_p = 0,011-0,027$.

Оптически отрицательный. $2V = 30-40^\circ$.

$a = N_g$; $b = N_m$; $c = N_p$.

Уд. вес 3,26—3,36. Встречается в виде призматических и заостренных кристаллов, переходящих в волокнистые образования. Благодаря двойниковому сложению поперечные разрезы шестиугольные. Спайность несовершенная по длине кристаллов. Тройники прорастания по (110). Цвет синий, лавандовый, розовый, красноватый. Абсорбция наибольшая по длине кристаллов. Плоскость оптических осей (010). Угасание прямое. Знак удли-

нения отрицательный. Дисперсия оптических осей: $r < v$ и $r > v$. Неплеохроичный джюмортьерит сходен с силлиманитом, но различны знаки удлинения. Встречается в сланцах, гнейсах и в других метаморфических породах, в пегматитах. Парагенез, характерный для джюмортьерита: кварц, мусковит, турмалин, андалузит, силлиманит, топаз, рутил. Отличается от турмалина двуосностью и обратной схемой абсорбции.

ГРУППА ЭПИДОТА

В состав группы входят: ромбический — цоизит (уд. вес 3,25—3,37) и моноклинные — клиноцоизит, того же состава, что и цоизит; эпидот (уд. вес 3,37—3,5), отличающийся от клиноцоизита лишь тем, что часть алюминия замещена железом; пьемонтит (уд. вес 3,4) — эпидот, в котором часть алюминия замещена железом и марганцем, ортит того же состава, что и эпидот, но часть алюминия замещена церием (уд. вес 3,5—4,2).

Цоизит (рис. 192 и 193)

$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{OH})(\text{SiO}_4)_3$, по Вернадскому $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$.

$N_g = 1,702—1,718$; $N_m = 1,696—1,703$; $N_p = 1,696—1,700$;

$N_g - N_p = 0,005—0,009$.

Оптически положительный. $2V = 0—60^\circ$.

Химический состав (в %): SiO_2 39,7; Al_2O_3 33,7; CaO 24,6; H_2O 2,0. В шлифе совершенно бесцветный. Образует небольшие

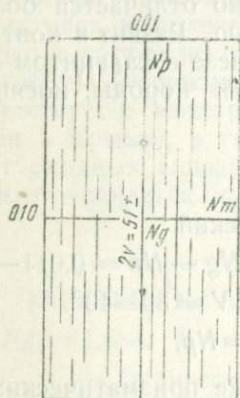


Рис. 192. α -цоизит.

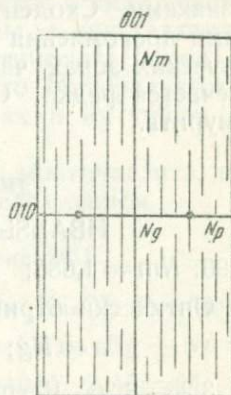


Рис. 193. β -цоизит.

зерна неправильной формы, часто удлиненные по определенному направлению; нередко также неправильно образованные удлиненно-призматические кристаллики. Совершенная спайность по (010), несовершенная по (001).

Различают, согласно Термье, два вида цоизита с различной оптической ориентировкой: α -цоизит [$a = Ng$, $b = Nm$; $c = Np$; плоскость оптических осей параллельна (010)] и β -цоизит [$a = Ng$, $b = Np$, $c = Nm$; плоскость оптических осей перпендикулярна к (010)]. В первом случае резко выражена дисперсия оптических осей $r < v$, во втором — такая же $r > v$. Угол оптических осей в β -цоизите, содержащем 5% и более Fe_2O_3 , больше, чем в α -цоизите, лишенном окиси железа.

Резко выраженные шагреньевая поверхность и рельеф; интерференционная окраска большей частью нормальная серая (β -цоизит), также аномальная ржаво-коричневая или индигово-синяя (α -цоизит), реже белая. Угасание прямое.

Цоизит с небольшим количеством марганца (тулит) характеризуется резко выраженным плеохроизмом: $a = Ng$ — желтоватый, $b = Nm$ — розово-красный, $c = Np$ — светлорозовый до бесцветного. $2E = 0-40^\circ$. Дисперсия $r < v$.

Цоизит присутствует как составная часть во многих метаморфических породах — гнейсах, амфиболитах, эклогитах, как продукт вторичный, образующийся при разрушении плагиоклазов и других минералов; он присутствует часто в изверженных породах, частью как эпимагматический минерал.

От клиноцоизита отличается прямым угасанием и малым углом оптических осей.

Клиноцоизит и эпидот

Клиноцоизит: $Ca_2(Al, Fe)_3(OH)(SiO_4)_3$, по Вернадскому $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot Ca(OH)_2$; моноклинный; оптически положительный.

Эпидот: $Ca_2(Al, Fe)_3(OH)(SiO_4)_3$; моноклинный; оптически отрицательный (рис. 194).

Оптические свойства клиноцоизита и эпидота, как видно из приводимой ниже таблицы Ниггли и Фаэзи, находятся в зависимости от содержания в этих минералах железа.

Очертания зерен и кристаллов клиноцоизита и эпидота тождественны с очертаниями цоизита. Клиноцоизит образует часто тонкозернистые агрегаты серовато-зеленого цвета, иногда и шестоватые агрегаты того же цвета или светлозеленого, до красноватого. Эпидот окрашен в характерный фисташково-зеленый (то более темный, то более светлый) цвет и обуславливает в некоторых случаях соответствующую окраску горных пород, если присутствует в более значительном количестве. В шлифе клиноцоизит бесцветен, эпидот окрашен в светложелтый цвет, тем более интенсивный, чем больше содержит железа. Довольно совершенная спайность в виде тонких трещинок идет па-

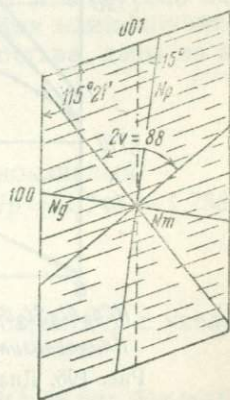


Рис. 194. Эпидот.

параллельно (001), несовершенная — параллельно (100); трещины по (001) обыкновенно параллельны удлинению зерен эпидота. Изредка двойники по (100). Плеохроизм эпидота тем более резко

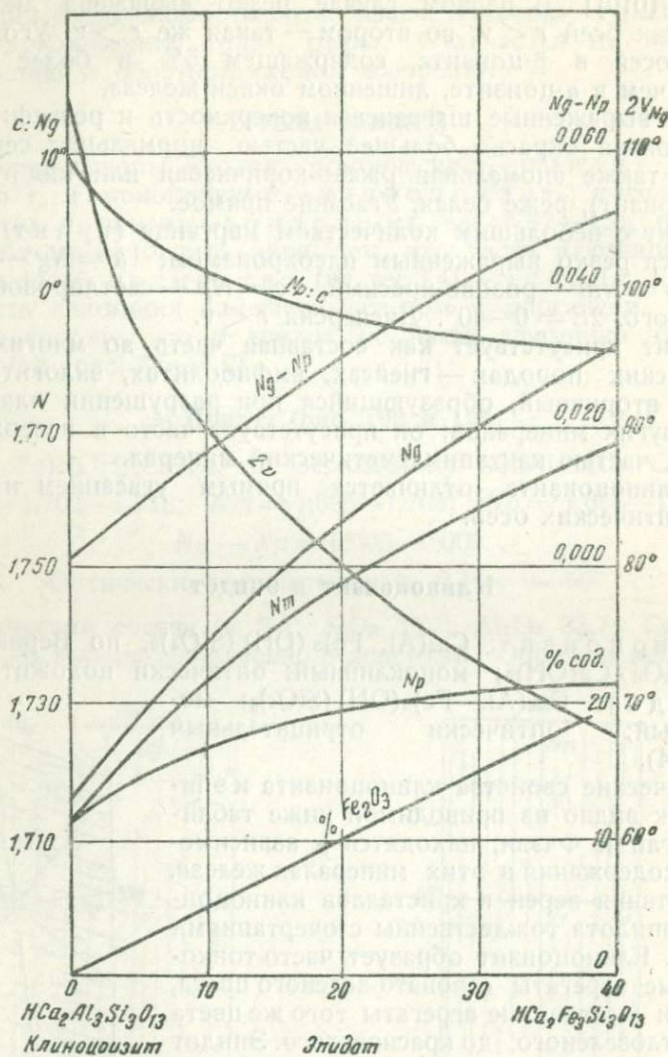


Рис. 195. Диаграмма оптических свойств минералов ряда эпидот—клиноцонзит.

выражен, чем больше в нем содержание железа: Ng — желтый, иногда лимонно-желтый, Nт — светложелтоватый, иногда зеленовато-желтый до бесцветного, Np — светлый желтоватый до бесцветного. Очень резкая шагреневая поверхность, особенно у эпидота. Ng — Np у чистого клиноцонзита очень малая (0,005),

по мере увеличения содержания железа увеличивается до 0,010, у богатого железом эпидота — 0,014—0,051. Интерференционная окраска у клиноцоизита низкая — серая или серовато-белая, нередко аномальная, главным образом индигово-синяя; для эпидота чрезвычайно характерна супернормальная интерференционная окраска, притом пятнистая, крайне неравномерная на протяжении одного и того же разреза. Угасание прямое во всех разрезах, параллельных Nm , в других — косое. Плоскость опти-

| Название | $\frac{\%}{Fe^{III}}$ | Ng | Nm | Np | $Ng - Np$ | $2V$ | $c : Np$ |
|-----------------------|-----------------------|--------|--------|--------|-----------|----------|----------|
| Клиноцоизит | 0 | 1,71 0 | 1,7172 | 1,7136 | + 0,0052 | 113°47' | + 12°17' |
| " | 12 | 1,72' | 1,7146 | 1,7095 | - 0,0097 | + 86°29' | — |
| Эпидот | 23 | — | 1,7532 | — | - 0,033 | - 73°39' | - 4°29' |
| " | 37 | 1,7796 | 1,7634 | 1,7291 | 0,0505 | - 68°53' | - 4°53' |

ческих осей (010), $b = Nm$. В клиноцоизите $r < v$, в эпидоте резко выражена дисперсия наклонная: $r > v$ у одной оси и $r < v$ у другой оси. От сходных оливина и пироксенов эпидот отличается плеохроизмом, спайностью, рельефом и оптической ориентировкой.

Эпидот и клиноцоизит представляют собой главным образом вторичные минералы, получающиеся при разрушении плагиоклазов, пироксенов, амфиболов и др. Входят в состав кристаллических сланцев (гнейсов, амфиболитов и др.). Встречаются в контактово-метаморфических породах. Редко эпидот первичен (гранит Ильчестра в Северной Америке). Очень устойчив; при плавлении эпидота часто получают анортит и авгит или мейонит, часто с магнетитом. Оптические свойства клиноцоизита и эпидота, в зависимости от их химического состава, даны на диаграмме (рис. 195).

Пьезонтит

$Ca_2(Al, Fe^{III}, Mn)_3(OH)(SiO_4)_3$. Моноклинный.

$Ng = 1,806 - 1,832$; $Nm = 1,764 - 1,789$; $Np = 1,745 - 1,758$;

$Ng - Np = 0,061 - 0,082$.

$b = Nm$; $c : Np = 5 - 7^\circ$.

Оптически положительный. $2V = 56 - 86^\circ$ (возрастает с увеличением содержания Mn).

Химический состав пьезонтита (в %): SiO_2 38,64; Al_2O_3 15,03; Fe_2O_3 8,38; Mn_2O_3 15,00; CaO 22,19; H_2O 1,78. Форма кристаллов у пьезонтита, как у эпидота. Спайность по (001). В шлифе проявляет чрезвычайно характерный плеохроизм; Ng — карминово-красный, Nm — аметистово-синий или розовый, Np — лимонно-желтый до оранжевого. Абсорбция $Ng < Nm < Np$. Сильная наклонная дисперсия.

Присутствует в некоторых сланцах — пьомонитовых, глаукофановых, глинисто-серицитовых (Алтай), иногда в кварцевых порфирах, окрашивая породы в красный цвет, редко в гнейсах.

Ортит (алланит)

$(Ca, Fe^{2+})_2(Al, Ce, F^{2-})_3(SiO_4)_3$. По Вернадскому.

$3(Ca, Fe^{2+}, Mg)_2(Ce, Al, Y)_2Si_2O_8(Ca, Fe^{2+})(OH)_2$. Моноклинный.
 $Ng = 1,751$; $Nm = 1,739$; $Np = 1,727$; $Ng - Np = 0,010 - 0,032$,
 иногда до 0.

Оптически отрицательный. Угол $2V$ большой.

$b = Nm$; $c : Np = 28 - 37^\circ$. Пл. о. о. $\parallel (010)$, по Бреггеру $\perp (010)$.

Оптический характер удлинения неясный.

Форма ортита такая же, как эпидота, цериевую разность которого он представляет. Часто в параллельном сростании с ним. Спайность ясная по (001), менее заметная по (100). Цвет черно-

Оптические свойства минералов группы эпидота (по Вейншенку)

| Название | Двойное лучепреломление | Интерференционная окраска | Положение плоскости оптических осей | Угол оптических осей | Угасание |
|------------------|-------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|----------------------|------------------------------------|
| α -цоизит | Слабое | Аномальная | Параллельно спайности и длине | Средний | } Приблизительно или вполне прямое |
| β -цоизит | | Нормальная | | Малый | |
| Клиноцоизит | Сильно аномальная | Перпендикулярно к спайности и длине | Очень большой | | |
| Эпидот | Сильное | | Супернормальная пятнистая | | |
| Ортит | Среднее | Обыкновенно нормальная | Меняется | Меняется | |

бурый до смоляно-черного со стекляннм блеском на плоскостях излома. В шлифе красно-бурый и коричневый разных оттенков, иногда зеленовато-коричневый. Плеохроизм резкий; Ng — темный серовато-коричневый или желтовато-коричневый, Np — каштаново-коричневый или зеленовато-коричневый. Угасание близкое к прямому. Сила двупреломления очень непостоянная; наибольшая она у ортитов неовулканических пород; в гней-

сах и гранитах интерференционная окраска редко выше первого порядка. Обычно интерференционная окраска затемнена собственной окраской минерала. Иногда наблюдаются плеохроичные оболочки.

Ортит встречается как второстепенная составная часть в ряде магматических пород: гранитах, гранодиоритах, сиенитах, нефелиновых сиенитах, в ряде нео- и палеовулканических пород, часто как пневматолитический минерал в пегматитах, иногда в гнейсах, амфиболитах, в кристаллических известняках.

От сходных меланита и бурой шпинели отличается двойным лучепреломлением; кроме того, меланит никогда не встречается в кристаллических сланцах и кислых изверженных породах; от биотита и бурой роговой обманки ортит отличается спайностью по (001).

КШАНИТ (ДИСТЕН)

Al_2SiO_5 . Триклинный.

$N_g = 1,728$; $N_m = 1,720$; $N_p = 1,712$; $N_g - N_p = 0,012 - 0,016$.

Оптически отрицательный. $2V = 69-85^\circ$; $r > v$.

Удлинение у оси с положительное.

Уд. вес 3,56—3,67. Образует широкотаблитчатые индивидуумы благодаря преобладанию (100) с косыми четырех- или шестигранными поперечными разрезами; иногда встречается в радиально-лучистых агрегатах и в виде снопов. Окраска часто беловатая и светлоголубая, в других случаях черная, благодаря примеси пылеобразных частиц графита. Наблюдаются двойники по (100) и по (001). Спайность совершенная по (100); выражается в виде тонких длинных трещинок; менее совершенны трещинки по (010), и, наконец, слабо наблюдается как бы волокнистая отдельность по (001), образующая угол 85° с длиной кристаллов. В шлифе либо бесцветен, либо окрашен в голубоватый цвет и тогда плеохроичен: N_g — светлоголубой, N_m — светлофиолетовый. N_p — бесцветный. Резкая шагреньевая поверхность. Угасание косое, но на (001) почти параллельное спайности по (100); на плоскости (100) угасание достигает максимума 30° с (010). Острая биссектриса почти перпендикулярна к (100).

Распространен в некоторых богатых Al_2O_3 гнейсах, гранулитах, слюдяных сланцах, кианитовых сланцах и других метаморфических породах, обыкновенно вместе с гранатом, ставролитом и др.; часто сопровождает корунд.

Характерный парагенез: кварц, мусковит, гранат, ставролит, рутил. Никогда не встречается в магматических породах. Нередко присутствует, частью в виде довольно хорошо образованных кристалликов, в осадочных породах.

От силлиманита и андалузита отличается прежде всего косым угасанием, в отдельных случаях также цветом и плеохроизмом.

АСТРОФИЛЛИТ (рис. 196)

Титаноцирконосиликат Fe, Mn, K и Na. Моноклинный.
 $N_g = 1,733$; $N_m = 1,703$; $N_p = 1,678$; $N_g - N_p = 0,047 - 0,055$

Оптически положительный. $2V = 70-79^\circ$ (Na), $68,5^\circ$ (Ti),

$$r > v.$$

$$b = Nm; a : Ng \cong 3,5^\circ.$$

Удлинение положительное.

Уд. вес 3,3. Кристаллы таблитчатые по (100), частью столбчатые или игольчатые по b , также в виде неправильных зерен. Спайность совершенная по (100). Двойники по (100) наблюдаются только в шлифах. Цвет золотисто-коричневый, бронзово-желтый. Обладает резким плеохроизмом: N_g и N_m — желтый, оранжево-желтый, N_p — ярко-оранжевый, красновато-оранжевый. Абсорбция $N_p > N_m > N_g$. Плоскость оптических осей (010). Знак удлинения положительный. Сильная дисперсия оптических осей. Астрофиллит присутствует в щелочных изверженных породах, как, например, в щелочных и нефелиновых сиенитах и гранитах.

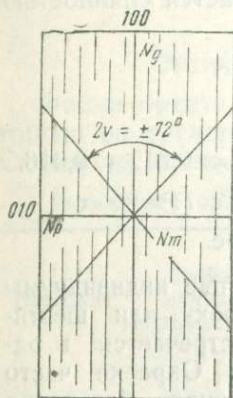


Рис. 196. Астрофиллит.

Часто в парагенезе с эгирином, эйколитом и арфведсонитом, также с энigmatитом, иногда с натролитом. Игольчатые астрофиллиты присутствуют в жилах. Редко встречается также вторичный астрофиллит.

ДИАСПОР (рис. 197)

$Al_2O_3 \cdot H_2O$. Ромбический.

$N_g = 1,750$; $N_m = 1,722$; $N_p = 1,702$; $N_g - N_p = 0,048$.

Оптически положительный. $2V = 84-85^\circ$; $r < v$ (слабая).

$$a = Ng; b = Nm; c = Np. \text{ Пл. о. о. (010).}$$

Удлинение отрицательное.

Химический состав: Al_2O_3 85,0%, H_2O 15,0%. Уд. вес 3,40. Образует таблитчатые по (010) кристаллы, от крупных до очень мелких. Спайность совершенная по (010). В шлифе бесцветный до бледнозеленого. В более толстых разрезах плеохроичный. Шагреневая поверхность резко выражена. Благодаря высокому двупреломлению ($N_g - N_p = 0,048$) в шлифе нормальной толщины обнаруживает цвета третьего порядка. Угасание прямое.

Диаспор входит в состав широко распространенных моногидратных бокситов (диаспоритов) как главная составная часть, со-

проводящая малогидратной окисью железа, иногда также тонкозернистым корундом, и часто — каолинитом. Широко распространен в метаморфических породах, образовавшихся из бокситов, более или менее обогащенных глиноземом, сопровождаемая корундом, силлиманитом, гранатом, хлоритом. Во вторичных кварцитах Казахстана встречается почти повсеместно и часто образует вместе с алунитом, пирофиллитом и каолинитом практически интересные месторождения (Ак-Таш). От сходных силлиманита и андалузита отличается более высоким двупреломлением.

БЁМИТ

$Al_2O_3 \cdot H_2O$. Ромбический.

Встречается мелкими ромбической формы пластиночками, ограниченными плоскостями призмы (110) с хорошо развитым пинаклом (001). Спайность совершенная по (010). Показатель преломления около 1,64, не вполне постоянный. Плоскость оптических осей (001). Рентгеновский анализ указывает на близость к лепидокрокиту состава $Fe_2O_3 \cdot H_2O$, с которым он изоморфен. Встречается в некоторых случаях как главная составная часть преимущественно палеозойских моногидратных бокситов (бёмититов) во Франции (Аржес), в районе Тихвина, среди бокситовых отложений Северного и Южного Урала.

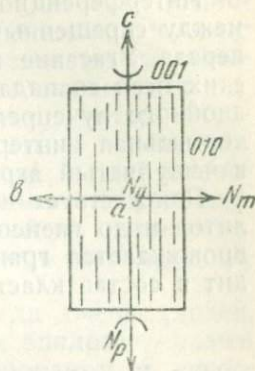


Рис. 197. Диаспор.

СТАВРОЛИТ

$Fe(OH)_2 (Al_2SiO_5)_2$. Ромбический.

$Ng = 1,746 - 1,763$; $Nm = 1,741 - 1,753$; $Np = 1,736 - 1,747$;

$Ng - Np = 0,010 - 0,015$.

Оптически положительный. $2V = 88^\circ$; $r > v$.

$a = Nm$; $b = Np$; $c = Ng$.

Удлинение положительное.

Уд. вес 3,65—3,75. Образует часто призматические кристаллы, шестиугольные в поперечном сечении, с гранями (110) и (010), с углом 51° , также неправильной формы зерна.

Часты двойники прорастания: кристаллы пересекаются друг с другом либо почти под прямым углом [двойники по (032)], либо под углом 60° [двойники по (232)]. Спайность по (010) то ясно выражена, то почти незаметна; иногда имеются трещины спайности по призме (110). Часто содержит включения, главным образом кварца, иногда переполняющего зерна и кристаллы

ставролита. Резко выраженная шагреневая поверхность. Плеохроизм ясный, с изменением интенсивности окраски, но не ее характера: N_g — желтый до красновато-бурого, N_p — светло-желтый.

Интерференционная окраска белая и желтоватая, поэтому между скрещенными николями сохраняется окраска самого минерала. Угасание прямое или симметричное. Плоскость оптических осей совпадает с плоскостью (100). Ясная дисперсия силы двойного лучепреломления, поэтому наблюдается иногда супернормальная интерференционная окраска. Изредка переходит в чешуйчатый агрегат слюдястых минералов.

Присутствует в метаморфических породах, начиная от филлитов и до гнейсов, чаще всего в слюдяных сланцах. Часто сопровождается гранатом, кианитом, силлиманитом. Иногда входит в состав кластических пород.

ЛАМПРОФИЛЛИТ

Фтортитаносиликат Na и Sr. Псевдоромбический.

$$N_g = 1,779; N_p = 1,747; N_g - N_p = 0,032.$$

Оптически положительный. $2V = 21-43^\circ$.

Уд. вес 3,44—3,55. Обычно призматической формы, иногда волокнистый, с совершенной спайностью по (100). Окрашен в золотисто-коричневый, темнокоричневый, золотисто-желтый цвета. Резко выраженный плеохроизм: N_g — оранжево-желтый, N_m — соломенно-желтый, N_p — желтый, светложелтый. Абсорбция $N_g > N_m > N_p$.

Плоскость оптических осей перпендикулярна к (010). Знак удлинения положительный. Встречается в хибинитах и ийолитах, особенно часто в пегматитах в парагенезе с эгирином, эвдиалитом и ринколитом. Вместе с апатитом и эвдиалитом в апатитовых рудах. Характерен для лампрофиллитовых гранитов и их пегматитов парагенез с полевыми шпатами, нефелином, содалитом, мурманитом, эгирином, эвдиалитом.

МОНАЦИТ

(Ce, La, Di)PO₄. Часто присутствует ThO₂. Моноклинный.

$$N_g = 1,837 - 1,849; N_m = 1,788 - 1,801; N_p = 1,787 - 1,800;$$

$$N_g - N_p = 0,045 - 0,055.$$

Оптически положительный. $2V = 6-19^\circ$; $r < v$ (резкая), реже $r > v$.

$$b = N_p; c : N_g = 2-10^\circ.$$

Удлинение положительное.

Химический состав (в %): P₂O₅ 29,39; Ce₂O₃ 37,28; Di₂O₃ и La₂O₃ 31,60, ThO₂ иногда свыше 10%.

Уд. вес 5,1. Слабый стеклянный блеск. Цвет желтый, гиацинтово-красный, красно-бурый. Кристаллы обычно таблитчатые по (100) или удлиненные по *b*. Спайность ясная по (001), хуже по (100). В шлифе бесцветный до желтоватого.

Из числа порообразующих минералов наиболее радиоактивный, причем радиоактивность совершенно свежих монацитов не особенно сильная. Вокруг монацита наблюдаются плеохроичные оболочки, между прочим в биотите и кордиерите.

Присутствует нередко как вторичная составная часть в гранитах, особенно двуслюдяных, далее в аплитах и пегматитах.

Иногда также в слюдяных и иных сланцах, в контактово-метаморфических известняках. Часто во вторичных месторождениях (россыпях) вместе с цирконом, ксенотимом, титанитом бериллом и другими редкими минералами, также в некоторых песках, в частности в монацитовых.

Отличается от титанита, с которым иногда очень сходен, меньшей силой двупреломления, от оливина и эпидота — малым углом оптических осей, от циркона — плеохроизмом и двуосностью.

АНГЛЕЗИТ

$PbSO_4$. Ромбический.

$Ng = 1,895$; $Nm = 1,883$; $Np = 1,878$; $Ng - Np = 0,017$.

Оптически положительный. $2E = 62-75^\circ$ (при $20^\circ C$).

Уд. вес 6,3. Кристаллы англезита обладают ясной спайностью по (001) и (100), с углом между плоскостями призмы $76^\circ 16'$. Бесцветный. Плоскость оптических осей (010). Обычно встречается в рудных месторождениях со свинцовым блеском, иногда с церусситом.

ТИТАНИТ (СФЕН)

$CaTiSiO_5$. Моноклинный.

$Ng = 1,979 - 2,054$; $Nm = 1,894 - 1,931$; $Np = 1,888 - 1,918$;

$Ng - Np = 0,082 - 0,135$.

Оптически положительный. $2V = 23 - 50^\circ$.

$b = Nm$; $c : Ng = 47-57^\circ$.

Уд. вес 3,40—3,56. Образует во многих случаях прекрасные кристаллы, часто также и неправильные зерна; в малых зернах наблюдается иногда характерная удлиненная форма, напоминающая яйца насекомых; в некоторых случаях зерна отчасти скелетные.

Спайность, параллельная призме с углом 134° , ясно выражена (табл. VIII, рис. 2).

В шлифе титанит по большей части коричневый различных стенок (то более темный, то светлый), иногда красновато-коричневый, желтый и зеленоватый, редко бесцветный.

Плеохроизм иногда отчетливый — от светложелтого до красновато-бурого и др. Показатели преломления очень велики, поэтому даже при слабо опущенном конденсаторе получаются чрезвычайно резко выраженная шагреневая поверхность и сильный рельеф.

Благодаря резко выраженной шагреневой поверхности получается иногда явление псевдоабсорбции.

Интерференционная окраска высокая; получается белый цвет высшего порядка (мелкая точечная ирризация). Углы угасания мало характерны. Плоскость оптических осей располагается в плоскости (010). Угол $2V$ непостоянный, чаще всего $\pm 30^\circ$. В сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе, видна прекрасная фигура двусного минерала. Дисперсия оптических осей $r > v$ очень сильная (разница в углах до 5°); наблюдается также дисперсия биссектрис; поэтому не всегда получается полное угасание. В ромбических разрезах угасание симметричное.

От сходного ставролита отличается силой двойного лучепреломления и фигурой в сходящемся свете; от рутила, касситерита — двусностью; от несколько сходного монацита — большими показателями преломления и двупреломления, а также более резко выраженной дисперсией.

Как второстепенный минерал присутствует во многих породах; в магматических (гранитах, сиенитах) он нередко обладает формой, напоминающей запечатанный конверт, часто встречается в метаморфических породах (гнейсах, амфиболитах, известняках и др.). Как вторичный минерал встречается в виде псевдоморфоз по титанистому железняку. Редко встречается как кластический минерал. Отсутствует в породах, особенно богатых магнием, в частности в габбро-перидотитах.

МАЛАХИТ

$\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{CuCO}_3$. Моноклинный.

$N_g = 1,909$; $N_m = 1,875$; $N_p = 1,655$; $N_g - N_p = 0,254$.

Оптически отрицательный. $2V = 43^\circ$.

$b = N_m$; $c : N_p = 23,5^\circ$.

Игольчатые и волокнистые агрегаты. Часты двойники по (100). Спайность совершенная по (001) и ясная по (010). Уд. вес 4,0.

Резко выраженный плеохроизм: N_g — темнозеленый, N_m — желто-зеленый, N_p — почти бесцветный.

От атакамита, очень сходного с ним, отличается чрезвычайно высоким двупреломлением, косым угасанием, спайностью, параллельной острой биссектрисе и перпендикулярной к удлинению кристаллов, в то время как в брошантите и атакамите, наоборот, спайность перпендикулярна к острой биссектрисе и параллельна удлинению кристаллов.

Широко распространен в окисленных медьсодержащих месторождениях.

РАМЗАИТ

$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$. Ромбический.

$N_g = 2,02$; $N_m = 2,01$; $N_p = 1,92$; $N_g - N_p = 0,100$.

Оптически отрицательный. $2V = 38-40$; $r > v$.

$b = Nm$. Пл. о. о. (010).

Уд. вес 3,43. Хорошо развитые короткостолбчатые кристаллы с плоскостями (110) и (100), также (111). Спайность совершенная по (100), менее совершенная по (210). Темнокоричневый до светлокоричневого и светложелтого. Резко выражен плеохроизм: N_g — светложелтый, $N_m = N_p$ — светлооранжевый. Резко выраженная дисперсия оптических осей $r > v$. Очень часто встречается в пегматитах Ловозерских тундр, редко в Хибинах, присутствует в эгирино-рамзаитовых жилах и натролито-эгирино-вых выделениях Ловозерских тундр.

ЦЕРУССИТ

PbCO_3 . Ромбический.

$N_g = 2,074$; $N_p = 1,803$; $N_g - N_p = 0,273$.

Оптически отрицательный. $2V = 8^\circ 34'$ (Na); $r > v$.

Уд. вес 6,57. Растворяется в HNO_3 , вскипая. Бесцветный. Ясная спайность по (110) и (021). Одноосный при 15° для лучей в 415 $m\mu$. Плоскость оптических осей (010).

Острая биссектриса N_p перпендикулярна к (001).

От англезита отличается значительно большим двупреломлением, от арагонита, виверита и стронцианита — значительно большими показателями преломления и двупреломления.

ЛИМОНИТ

$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфный, часто тонкодисперсный. Бурый, просвечивает или непрозрачный. $N = 2,0-2,1$. Часто встречается в виде оболочек вокруг минералов, также в их трещинах и в виде псевдоморфоз по пириту и другим Fe-минералам. Всегда как вторичный минерал.

КОЛУМБИТ

$(\text{Fe}, \text{Ca})(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ce})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_4\text{O}_{14}$. По Винчелду: $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_8$. Ромбический.

Винчелл различает четыре разновидности: 1) колумбит — FeNb_2O_8 ; 2) танталит — FeTa_2O_8 ; 3) марганцевый колумбит — MnNb_2O_8 ; 4) марганцевый танталит — MnTa_2O_8 .

| Название | Уд. вес | Оптический характер | $2V$ | N_g | N_m | N_p | $N_g - N_p$ |
|----------------------|---------|---------------------|---------|-------|----------|-------|-----------------------|
| Кслумбит | ? | - (?) | — | — | 2,45 (L) | — | Исключительно большое |
| Танталит | 7,30 | + | Большой | 2,43 | 2,32 | 2,26 | 0,170 |
| Марганцевый колумбит | 5,48 | — | — | — | — | — | Большое |
| Марганцевый танталит | 6,5 | + | Большой | 2,34 | 2,25 | 2,19 | 0,150 |

Плеохроичный ($N_g > N_p$). Дисперсия $r < v$. Положительный (танталит) или отрицательный (колумбит). Встречается в ряде мест в пегматитах в небольшом количестве.

САМАРСКИТ

(Fe, Ca) (Y, Er, Ce)₂(Nb, Ta)₄O₁₄. Ромбический.

Может содержать U, Ti, H и др. Удлинен по с, несовершенная спайность по (010). Уд. вес 5,5—5,6. Изотропный. $N = 2,10—2,25$. Иногда сильное двупреломление. В шлифе непрозрачный или буроватый. Встречен в пегматитах в Северной Каролине (США) и др.

АМЦАНГАБЕИТ

Вероятно выветрившийся самарскит, содержащий U, Ti и др. Ромбические призмы. Уд. вес 4,0—4,3. Изотропный. $N = 2,13$. Непрозрачный, за исключением очень тонких осколков. Только в пегматитах Мадагаскара.

Таблица для определения одноосных минералов в шлифе (по Вейнштейну)

| N | Ng — Np | | | | | | | | | | |
|--------------|----------------------------------|----------|------------|------------------|---------------|-----------|----------------------|----------|-------------------------|--------------|--|
| | До 0,005 | До 0,010 | До 0,015 | До 0,020 | До 0,025 | До 0,030 | До 0,050 | До 0,075 | До 0,100 | Больше 0,100 | |
| < 1,55 | Алофиллит | Кварц | | | | | | | | | Сидерит Кальцит Доломит Магnezит |
| | Нефелин Апофиллит Эвкрипит | | | | | Канкринит | | | | | |
| 1,55 до 1,60 | | Кварц | | Брусит Анулит | | | | | | | |
| | | Берилл | Скаполит → | | | Катаплект | ← Скаполит Биотит | Биотит | | | |
| 1,60 до 1,65 | Эвдиалит | | | | | | | | | | |
| | Апатит Меллилит Эвколит | Эвколит | | Турмалин ↓ | | | Биотит | Биотит | | | |
| 1,65 до 1,70 | | Геленит | | Фенакит | | | | | | | ↑ Кальцит Сидерит Доломит Магnezит |
| | | | | | ↑ Турмалин | | | | | | |
| 1,70 до 1,80 | Везувиан | Торит | | | | | | | | | |
| | Везувиан | Корунд | | | | | | | | | |
| 1,80 | | | | | | | Циркон | Циркон | Кассите-рит Ксенотим | Рутил | Гематит |
| | | | | | | | | Анагаз | | | |

Таблица для определения двусных минералов в шлифе (по Вейншенку)

| N | Ng — Np | | | | | | | | | | |
|--------------------|---------------------------------|---|--|----------------------------------|--|--|--|------------------|----------------------------|-------------------|---------------|
| | До 0,005 | До 0,010 | До 0,015 | До 0,020 | До 0,025 | До 0,030 | До 0,050 | До 0,075 | До 0,100 | Больше * 0,100 | |
| + | Тридимит Шабазит Гмелинит | Филлипсит Томсонит→ Гейландит Гмелинит Гипс Дяккит | Гидроне- фелит Натролит Брюстерит Петалит Эпистильбит | | | | Томсонит ← | Уссингит | | | Арагонит ↓ |
| | | | | До 1,55 | | | | | | | |
| - | Шабазит Гмелинит | Десмин Скоцелит <i>Халцедон</i> <i>Кордиерит</i> Стильбит Гмелинит Каолинит | Лимонит Дидимолит | | Монтмо- риллонит | Леверрье- ерит | | | | | |
| + | <i>Клинохлор</i> Пеннин | Накрит Хризотил | Клинохлор | | Гидрар- гиллит | | Ангидрит | Гидро- филлит | | | |
| 1,55 до 1,60 | | | | <i>Пеннин</i> | Маргарит Каолинит <i>Антигорит</i> <i>Кордиерит</i> | <i>Хризотил</i> Купферит | Антигорит ← | Нонтронит | Пирофиллит <i>Слюды</i> | Тальк | |
| - | | | | | | | | | | | |
| + | Данбурит | Целестин Паргасит Топаз | Барит Топаз | Пренит → Паргасит Юкспорит | Антофиллит Крокидолит | Хондродит Шизолит Гумит | Тулит ← Пренит Пектолит | | | | |
| 1,60 до 1,65 | | | | | | | | | | | |
| - | Данбурит | | <i>Андалузит</i> Волластонит Антофиллит Маргарит | Глаукофан ↓ | Антофиллит Гедрит <i>Роговая</i> <i>обманка</i> | Кумминг- тонит <i>Тремолит</i> <i>Актинолит</i> | Грандидиерит Датолит <i>Слюды</i> Хондродит | | | | |

Таблица для определения двуосных минералов в шлифе (по Вейншенку)

| N | Ng — Np | | | | | | | | | |
|-------------------------|---|--|---|---|--|--|---|---|-------------------|--------------------------------------|
| | До 0,005 | До 0,010 | До 0,015 | До 0,020 | До 0,025 | До 0,030 | До 0,050 | До 0,075 | До 0,100 | Больше 0,100 |
| + 1,65 до 1,70 | Цоизит Тулит | Цоизит Энстатит Клиноэн- статит | Мозандрит Иордалит Жадеит → | Лаусонит Ринколит Сподумен Клиноги- перстен | Диаллаз Фассаит Силли- манит Сорезит | Форстерит Диопсид ← Жадеит Эгирин- авгит Сподумен | Оливин | | | ↑ Арагонит |
| | Рибекит Арфведсо- нит Ортит → Гасти | Аксинит Рибекит нгсит | Дюмортье- рит → Ксантофил- лит Призматин Гиперстен | Монтичел- лит Глаукофан | Роговая обманка | ← Дюмор- тьерит | Грюнерит | | | |
| + 1,70 до 1,80 | Клиноцо- изит Хлоритоид | Хризо- берилл | Клиноцо- изит Ставролит Хлоритоид | Геденбергим Хлоритоид | Авгит Ларнит | Эгирин- авгит Диопсид | Эгирин-авгит Оливин Диаспор Монацит Астрофиллит Лоренценит Лампрофиллит | Монацит | | |
| | Сапфирин | | Эпидот Кианит Гиперстен Родонит | Кианит | Баркевикит | Грюнерит Ловенит ← Ортит Велерит Шаннонит | Оливин Пьемонтит Эгирин Гортоно- лит | ← Эпидот Базаль- тическая роговая обманка | | |
| + > 1,80 | | Вурцит | | Англезит | Гадолинит | | | | Ти- та- нит | Брукит Титанит |
| | | | | | | | Фаялит | | Рам- заит | Сера Гегит Церуссит Малахит |

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. Кристаллооптика. 1931.
2. Беренс и Клей. Микрохимический анализ. 1928.
3. Веденеева Н. Е. Лабораторное руководство по иммерсионному методу. 1937.
4. Вейншенк. Поляризационный микроскоп.
5. Грот П. Физическая кристаллография. 1896.
6. Джогансен. Породообразующие минералы. 1938.
7. Карандеев В. Кристаллооптика, 1913.
8. Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Под ред. акад. Д. С. Белянкина, 1937.
9. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Руководство для оптического исследования минералов под микроскопом. 1909.
10. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. 1933, 1938.
11. Лодочников В. Н. Основы микроскопических методов исследования кристаллического вещества. 1932.
12. Подногин А. К. Микроскопическое исследование породообразующих минералов по методу Е. С. Федорова. 1937.
13. Преображенский И. А. Введение в кристаллооптику, 1913.
14. Преображенский И. А. Породообразующие минералы. 1932.
15. Ринне Ф. и Берек М. Оптические исследования при помощи микроскопа. 1937.
16. Риттман А. Зональный метод и методика определения плагиоклазов с помощью универсального метода. 1931.
17. Смит. Введение в петрографию. Под ред. В. И. Лучицкого, 1935.
18. Слутник геохимика и минералога. Под ред. акад. А. Е. Ферсмана.
19. Танатар И. И. Определитель минералов под микроскопом. 1935.
20. Усов М. А. Федоровский или универсальный метод исследования породообразующих минералов, в особенности полевых шпатов. 1910.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Часть I

- А**
- Абсорбционные оси 74
Амплитуда колебания 8
— результирующая 11
— суммарная 11
Анализатор 46, 49
Анизотропная среда 17, 26
Аномальная окраска 86
Аномальные интерференционные
окраски 111
Апертурметр 48
Апохроматы 48
Ахроматические объективы 48
- Б**
- Бесцветные поляриды 23
- В**
- Вектор электрический 11
Вертикальное или центральное осе-
щение 61
— эллиптическое сечение 35
Внешняя коническая рефракция 41
Внутренняя коническая рефракция 40
Вращающийся столик 44
- Г**
- Гармонические колебания 7
Главная ось эллипсоида 41
— плоскость кристалла 14
Главные показатели преломления 35
Гониометр 44
Горизонтальная дисперсия (ортоклаз)
44, 127
- Д**
- Двойники 102
Двойное лучепреломление 30
— лучепреломление в исландском
шпате 14
Двойные поверхности 43
- Детальное изучение плеохроизма 54
Действительный угол оптических
осей 37
Диафрагма 47, 55, 64
Дисперсии биссектрис 44
Дисперсия оптических биссектрис
126, 127
— оптических осей 43, 126
— перекрещенная 44
— показателей преломления 32
— света 71
— света при преломлении 32
— силы двойного лучепреломления
86
Дихроизм 74
Длина волны 9
- З**
- Закон Брюстера 21
— Малюса 76
Зональный метод 132
- И**
- Измерение показателей преломления
при помощи призмы 72
— силы двойного лучепреломления
88
— угла оптических осей 128
Изогиры 119
Изотропные тела 13
Изучение включений 72
— формы и спайности 55
Иммерсионные жидкости 66
Индикатриса 34
Интеграционный столик 58
Интенсивность электрических напря-
жений 8
Интерференционная окраска 82
Интерференционные фигуры в схо-
дящемся свете 47
— фигуры оптически двуосных кри-
сталлов 115
— фигуры оптически одноосных
кристаллов 102
Интерференция 78, 80

Интерференция двух волн, вывод 12
— между скрещенными и параллельными николями 75
— световых волн 11, 12
Исследование в отраженном свете 61
Исследования при двух николях в параллельном свете 75
— при двух николях в сходящемся свете 102
— при одном поляризаторе 55

К

Кажущийся угол оптических осей 43
Кварцевый клин 114
Колебание луча обыкновенного 10, 31
— луча плоскополяризованного 10
Комбинированный метод Мервина 65
Компенсатор Берека 95
— Бабине 92
Компенсаторы 89
Конденсатор 47, 55, 64
Коническая рефракция 39
Коноскоп 46
Косое освещение 61, 64, 65
— угасание 99
Кристаллографические оси 43
Кристаллооптический метод 5—6
— прибор 44
Кристаллы анизотропные 13, 14
— двупреломляющие 13, 14
— изотропные 13
— одноосные положительные 37
— оптически двуосные 33
— оптически одноосные 24
— оптически отрицательные 24, 26, 36, 37
— оптически положительные 24, 26, 36
Круговые колебания 13
— сечения в трехосном эллипсоиде 35

Л

Лемнискаты 115
Линза Бертрана 47
Линии Фраунгофера 10
Линия Бекке 63
Луч плоскополяризованный 11
Лучи красные 32
— фиолетовые 32

М

Магнитные колебания 7
Метод Бекке 63
— Беренса 132
— Божицкого 132
— Джогансена и Н. Е. Веденеевой 104

Метод Деллесса (видоизмененный Розивалем) 57
— дисперсии (комбинированный метод Мервина) 65
— изучения рельефа поверхности минерала 61
— Клейна 104
— Лозо 103
— Мишель-Леви 88
— погружения или иммерсионный 61, 65
— Розивала 58
— с линзой Бертрана 103
— тяжелых жидкостей 135
— Шона 56
Методы разделения минералов 135
Микроскоп Винкеля 47, 52
— Лейтца 47, 49, 52
Микрохимические реакции 133
Микрохимический анализ 132
Минераграфия 61
Монохроматический свет 71

Н

Наборы жидкостей Эммонса 66
Наибольший вектор 8
Наименьший показатель преломления 15
Наклонная дисперсия 127
Направление колебаний луча 39
Направляющая плоскость 35
Напряжения в луче — электрическое и магнитное 6
Необыкновенный луч 15, 18
Николи 21
Нонус 69
Нумерическая апертура объектива 48

О

Обыкновенный луч 15, 18
— свет 10
Оваллоид вращения 29
Одинаковые фазы 9
Окуляр Гиршвальда 58
Окуляры Рамсдена 48
— типа Гюйгенса 48
Определение оптического характера главной зоны минерала 101
— оптического характера двуосных кристаллов 123
— оптического характера одноосных кристаллов 111
— относительных количеств минералов 57
— плоскости колебаний поляризатора 52
— показателей преломления 61
— размеров минералов 57
— толщины шлифа 56

Оптическая индикатриса 24, 25, 33, 34, 44
— нормаль 36
— ось 18, 24, 36
Оптически анизотропный минерал 72
— двуосные биномали 36
— двуосные кристаллы 37
Оптические аномалии 102
— одноосные кристаллы 18
— поверхности одноосных кристаллов 32
— свойства двуосных кристаллов 42
Оптический эллипсоид 43
Ортокосп 46
Острая биссектриса или I биссектриса 36
Ось индикатрисы 36
Ось оптической индикатрисы 73
Ось симметрии 34, 44
Отрицательное удлинение 101

П

Параллельные николи 76
Параллельный свет 53
Перекрещенная дисперсия 127
Период колебания 8
Пластика Бржезины 100
— Маседе-Лепиней 100
— Накамура 100
Плеохроизм 52, 73
Плеохроничные минералы 74—75
— оболочки 74
Плоскопараллельный слой 68
Плоскополяризованные волны 24
— колебания 37
Плоскополяризованный луч 11
— свет 20
Плоскости симметрии 34, 44
Плоскость главного сечения 35
— колебаний 11
— оптических осей 36
— поляризации 11, 39
— поляризации луча 20
Поверхность волн (поверхность лучей) 37
— показателей преломления 43
— скоростей волн 33, 43
— скоростей лучей 27, 33, 39, 43
— эллипсоида вращения 34
Подвижной держатель 60
Показатель преломления (закон Снелля и Декарта) 14, 21, 24
— преломления канадского бальзама 22
— преломления необыкновенного луча 31
— преломления среды 48
Полное внутреннее отражение 63
Положительное удлинение 101
Полоска Бекке 63

Полуволна 9
Поляризатор 49
Поляризационный микроскоп 5, 21, 44
Поляризация в призме Николя 22
— лучей 39
— света (закон Брюстера) 21
— света круговая 11
— света эллиптическая 11
Поляризованный свет 10
Поляроиды 23
Порянок исследования под микроскопом 52
Постоянный показатель преломления 24
Построение волн по Гюйгенсу 39
— Гюйгенса 18, 19, 20, 29, 32
Правило Бабиня 74
Предметное стекло 53
Преломление света в призме 31, 41
Преломленные лучи 19, 29
Приготовление шлифов 138
Призма Аренса 23
— Гартнака и Празмовского 22, 23
— Глана 23
— Николя 21
Проекция амплитуд 12
— колебаний 12
— суммарных амплитуд 12
Прозрачные пленки 23
Простые поверхности 33
Противоположные фазы 9
Прямое угасание 98
Пуш-интегратор Глаголева 59

Р

Работа с микроскопом 50
Разделение минералов магнитом и электромагнитом 137
Разделяющая плоскость 20
Результативная амплитуда 11
Рельеф отрицательный 61
— положительный 61
Рефрактометр 44
— Аббе-Пульфрих 68, 69
— Бертрана, видоизмененного Смитом 67
— Валлерана или Клейна 67
— с полным внутренним отражением 61, 67
— шаровым сегментом 67

С

Световой луч 8
Световые волны 6
Силы двойного лучепреломления 43, 82
Симметричное угасание 99
Симметрия кристалла 26
Синусоида 9
Синусоидальная кривая 11

Скиндром 106, 107
Скорость волны 28
— луча 28
Скрещенные николи 76
Слюдяная пластинка 91, 113
Спектрометр 44
Ставроскоп Кобелля 100
Субнормальная окраска 86
Суммарная амплитуда 11
Супернормальная окраска 86
Сухие системы 48
Сходящийся свет 53

Т

Таблица интерференционных цветов 84
— основных свойств кристаллов в шлифе 54
— шлифов 52
Трехосный эллипсоид 34, 43
Тубус 45
Тупая биссектриса или II биссектриса 36

У

Угловое отклонение 9
Угловые расстояния 9
Угол наименьшего отклонения обыкновенного луча 31
— наименьшего отклонения необыкновенного луча 31
— оптических осей 36
Универсальный столик Федорова 44, 130

Ф

Фаза колебания 9
Фигуры двусосного кристалла в косях разрезах 122

А

Авгит 285
Агрегатное угасание 159
Адуляр 192, 193, 196
Акмит 287
Аксинит 303
Актинолит 257, 262—263
Алвит 175
Алланит 308
Аллофан 228, 231
Алунит 165, 176
Альбит 187, 189
Альбитовый закон 201
Альмандин 150, 151, 152
Ампагабсит 316
Амфиболы 143, 255, 257, 277

Физические методы 135
Фиолетовая пластинка 89, 111
Формула абсорбции 74
— Коши или Брюа 70
— плеохроизма 74

Х

Химические методы 138

Ц

Центрировка микроскопа 51, 55

Ч

Частичная поляризация света 20
Частота колебаний 8

Ш

Шагреневая поверхность минерала 61
Шлифы 52

Э

Электромагнитная волновая теория 6
Электромагнитные колебания 6
Элементы симметрии 34
Эллипсоид вращения 25
— Френеля 33
Эллиптическое сечение 37

Ю

Юстировка николей и нитяного креста 51

Я

Явления радиоактивности 75
Яркость волны 12
— микроскопического увеличения 48

Часть II

Анальбит 195
Анальцим 143, 180
Апатаз (октаэдрит) 178, 287
Андалузит 252—253
Ангидрит 186, 247
Англезит 313
Андрадит 150, 151
Аномит 246
Анортит 187
Анортоклаз 187, 189, 196, 198
Антигорит 234, 235
Антипертит 189, 197
Антофиллит 256, 257—260
Апатит 168, 169
Апофиллит 156—157
Арфведсонит 257, 269, 270, 271
Астрофиллит 310

Б

Бавенский двойник 193
 — закон 191
 Базальтическая роговая обманка (рампроболит) 257, 266—268
 Барбиерит 195
 Барит 254
 Баритобиотит 246
 Бариевый полевой шпат 187
 Барнево-калиевые полевые шпаты 189
 Баркевикит 257, 268
 Беккелит 149
 Бёмит 311
 Бенитоит 143
 Бейделлит 228
 Берилл 162
 Биотит 240, 243
 Бранзит 278
 Брусит 161
 Бурый железняк 144
 Брюстерит 185

В

Везувиян 173, 174
 Вильомит 153
 Вишневит 156
 Веларденит 173
 Вермикулит 245
 Волластонит 249
 Волнистое угасание 159
 Вурцит 152

Г

Галлуазит 228, 231
 Ганит 149
 Гермотом 185
 Гастингсит 274—275
 Гастальдит 273
 Гаюин 147, 148
 Геденбергит 275, 283
 Гедрит 257, 258
 Гейландит 185
 Геленит 173
 Гематит 145
 Герцинит 149
 Гиалофан 187, 224—225
 Гиббсит 232, 239
 Гидерит 256
 Гидраргиллит 239
 Гидромусковит 228
 Гидронефелит 154, 181
 Гизекит 154
 Гизингерит 229, 234
 Гиперстен 275, 279
 Гипс 186
 Глауконит 248
 Глаукофан 257, 272
 Глинистые минералы 228

Гмеллинит 181
 Гранат 150—152
 Гранофир 197
 Графит 146
 Грисфитит 245
 Гроссуляр 150, 151, 152
 Группа амфиболов 255
 — каолинита 228
 — мелилита 172
 — оливина 295
 — пироксенов 276
 — турмалина 171
 — серпентинита 234
 — слюд 240
 — содалита 147
 — хлорита 236
 — хондрита 291
 — хрупких слюд 293
 Грюнерит 257, 261
 Гумит 291 292, 293

Д

Давин 156
 Данбурит 251—252
 Даллит 169
 Датолит 302
 Дашкесанит 275
 Деление плагноклазов 199
 Делессит 236
 Диаграмма оптических свойств минералов ряда:
 антофиллит — гедрит 258
 диопсид — геденбергит 282
 диопсид — жадеит 290
 клиноэнстатит — диопсид 284
 клиноэнстатит — геденбергит 285
 купферит — грюнерит 261
 парагасит — тремолит 267
 ромбических пироксенов 280
 скаполита 164
 тремолит — актинолит 263
 форстерит — фаялит 296
 эпидота и клиноцоизита 306
 Диаграмма показателей преломления кварца и полевого шпата 211
 — смеси ортоклаза и целезнана 225
 — смешиваемости полевых шпатов 188
 — угасания моноклиных амфиболов 259
 — — — пироксенов 276
 — — — в плагноклазах 217
 — химического состава плагноклазов 201
 Диаллаг 286
 Диаспор 310—311
 Дидимолит 185
 Диксит 228, 230
 Диопсид 275, 282, 310—311

Дипир 163
Дистен 309
Доломит 165, 166, 167
Дравит 171, 172

Ж

Жадент 275, 290
Железный блеск (гематит) 145
Железняк титанистый (ильменит) 144

И

Иддингсит 298
Изортотлаз 192
Изумруд 162
Иллит 228
Ильменит 145

К

Калиевые полевые шпаты 189
Калиофиллит 155
Кальцит 165, 166
Кальциобитит 246
Канкринит 155—156
Каолинит 228, 229
Карбонаты ромбоэдрические 165—168
Карбонат маршалаита 163
Карбонат мейонита 163
Карлсбадский двойник 193
— закон 190
Карнеджейт 154
Касситерит 177, 178
Катаплетит 247
Катоферит 274
Кварц 157, 161
Кварцин 157, 160, 161
Келифитовая оболочка 151
Кеммерерит 238
Керсутит 267
Кианит (дистен) 309
Киевит 261
Клиногиперстен 275, 281
Клиногумит 293
Клинохлор 236, 237
Клиноцонозит 304, 305
Клиногумиты 291, 292, 293
Клиноэнстатит 279
Книселит 300
Кнопит 152
Коллофан 169
Кордиерит 194, 226—227
Криптопертит 196
Колумбит 316
Корунд 174
Кочубейт 236
Кристобалит 157, 159, 160, 161
Крокидолит 269
Кроссит 257, 272

Ксенотим 176, 178
Куккеит 246
Куммингтонит 257, 260
Купферит 257, 260

Л

Лазурит 148
Лампрофиллит 312
Лампроболит 266
Ларнит 300
Лаусонит 302
Леверьерит 228, 232
Лейкоксен 179
Лейхтенбергит 237
Лейцит 148, 149
Лепидолит 240, 242
Лепидомелан 240, 244
Лептохлорит 236
Лешательерит 157
Либнерит 154
Лимонит 315
Литофизы 160
Ломонтит 184
Люссатит 157, 161
Лютецит 157, 161

М

Магнезит 165, 166, 167
Магнетит 144
Магнитный колчедан 144
Малакон 175
Малахит 314
Манганофил 246
Маргарит 294—295
Маршалит 162, 163
Мартит 146
Мезодиалиты 170
Мейонит 162, 163
Меланит 151, 152
Мелилит 172, 173
Метакристобалит 161
Метаксит 234
Микроклин 187, 189, 195
Микроклин-микропертит 196
Микроклин-пертит 196, 197
Микролиты 148
Микропегматит 197
Микрофельзит 197
Мицонит 163
Мозаичная структура 159
Монацит 178
Монотермит 232, 233
Монтмориллонит 228
Монтичеллит 300
Муллит 254
Мусковит 240, 241
Мусковитизация 209

Н

Наждак 175
 Накрит 228, 231
 Натровые микроклины 189
 Натровые ортоклазы 189
 Натролит 182
 Наэзит 175
 Нефелин 153, 155, 156
 Нозеан 147
 Нонтронит 233
 Норбергит 292
 Нордит 293

О

Обыкновенный гранит 152
 Обыкновенная роговая обманка 257, 264
 Оливин 143, 297
 Оксироговая обманка 267
 Окерманит 173
 Окремнелый оолит 161
 Октаэдрит 178
 Олигоклаз 194
 Оловянный камень 177—178
 Опал 157, 160
 Опацитизация 244, 266
 Ортит 304, 308
 Ортоклаз 187, 191
 Ортоклаз-микрпертит 196
 Ортоклаз-пертит 196
 Ортопироксены 278
 Ортохлориты 236

П

Парагонит 241, 242
 Паргасит 257, 266
 Пегматитовая структура 197
 Пектолит 291
 Пеннин 236, 237—238
 Периклаз 152
 Периклиновый закон 201
 Перовскит 152
 Пертит 189, 197
 Пертитовая структура 197
 Петалит 225—226
 Петельчатая структура 298
 Пижонит 277, 283
 Пикотит 149
 Пикролит 234
 Пиральспит 150
 Пирит 143
 Пироксены 143, 275, 277
 Пироп 150, 151
 Пиррит 150
 Пирротин 144
 Пирофиллит 233
 Пирохлор 150
 Плавиновый шпат 146

Плагиоклазы 187, 199, 200, 202, 203, 204
 Плеонаст 149
 Плеохроичные оболочки 244
 Подолит 169
 Полевые шпаты 143, 187
 Полилитонит 243
 Пренит 251
 Прохлорит 236, 238
 Псевдоволластонит 250
 Псевдолейцит 149
 Псевдохалцедон 161
 Пьомонит 304, 307

Р

Рамзанит 315
 Ратовнит 147
 Резорбционные ободки 156
 Рибекит 257, 269—270
 Ринколит 301
 Рипидолит 238
 Роговая обманка 257
 Родохрозит 165
 Ромбодрические карбонаты 157, 264—266
 Рубеллит 246
 Рубин 174
 Рутил 178, 179, 245

С

Сагенит 245
 Салит 282
 Самарскит 316
 Санидин 187, 194
 Сапонит 228
 Сапфир 174
 Сарколит 173
 Селадонит 248—249
 Серицит 241
 Серпентин 234
 Серпофит 234, 235
 Сидерит 165, 166, 167, 168
 Силлиманит 253—254
 Скаполит 162—165
 Сколецит 183
 Слюды 240
 Смарагдит 264
 Смитсонит 165
 Содалит 147
 Соссюрит 208
 Спессартин 150, 151
 Специант 275
 Ставролит 312—313
 Стильбит 182
 Сфалерит 152
 Сфен 178, 313

Т

Таблица для определения двусосных минералов в шлифе 317—318

Таблица для определения одноосных минералов в шлифе 319

Тальк 236
Танталит 316
Тарамит 274
Терновскит 273
Гефрит 300
Титан-авгит 287
Титанит 145, 213
Титанистый железняк 144, 145
Титаноклиногумит 293
Томсонит 182
Топаз 249
Торит 177
Тортвейтит 143
Тремолит 257, 262, 264
Тридимит 159, 160
Тулит 305
Турингит 239
Турмалин 171

у

Угасание амфиболов 259
Угасания пироксенов 276
Уваровит 150, 151
Уграндит 150
Уралит 264
Уралитизация 278
Уссингит 186

ф

Файалит 295, 299
Федоровит 289
Федоровский метод 205
Ферросилит 279
Филлипсит 183, 184
Флогопит 240, 246
Форстерит 195
Фортаралит 274
Фуцит 241, 242

х

Халцедон 159—161
Хиастолит 253

Хлорит 236
Хлоритоид 294
Хондролит 291—292
Хризотил 234—235, 297
Хромит 150
Хромшпинель 150
Хрупкие слюды 293

ц

Целестин 250—251
Цельзиан 274
Цельзит 187, 224
Цеолиты 180
Церусит 315
Цинковая обманка 152
Циркон 175—176, 178
Цоизит 304

ш

Шабазит 181, 236, 239
Шаннонит 301
Шерл 171, 172
Шизолит 302
Шорломит 151
Шпинель 149

э

Эвдиалит 170—171
Эвколит 170—171
Эвкрипит 154
Эгирин 287
Эгирин-авгит 288
Эденит 266
Элеолит 153, 154
Эльбанит 171
Эйкотурмалин 171
Энигматит 273
Энстатит 275, 278
Эпидот 304
Эпистильбит 184

я

Ярозит 176

| | |
|---|--------|
| Предисловие к шестому изданию | Стр. 3 |
| Введение | 4 |

Часть первая

Методы исследования

| | |
|---|-----|
| Оптические методы | 5 |
| Основы кристаллооптики | 6 |
| Кристаллы оптически одноосные | 24 |
| Кристаллы оптически двуосные | 33 |
| Поляризационный микроскоп | 44 |
| Исследования при одном поляризаторе | 55 |
| Изучение формы и спайности | 55 |
| Определение толщины шлифа | 56 |
| Определение размеров минералов | 57 |
| Определение относительных количеств минералов | 57 |
| Исследование в отраженном свете | 61 |
| Определение показателей преломления | 61 |
| Изучение включений | 72 |
| Плеохроизм | 73 |
| Исследования при двух николях в параллельном свете | 75 |
| Измерение силы двойного лучепреломления | 88 |
| Угасания | 98 |
| Определение оптического характера главной зоны минерала | 101 |
| Двойники | 102 |
| Оптические аномалии | 102 |
| Исследования при двух николях в сходящемся свете | 102 |
| Интерференционные фигуры оптически одноосных кристаллов | 102 |
| Определение оптического характера одноосных кристаллов | 111 |
| Интерференционные фигуры оптически двуосных кристаллов | 115 |
| Определение оптического характера двуосных кристаллов | 123 |
| Дисперсия оптических осей и биссектрис | 126 |
| Измерение угла оптических осей | 128 |
| Микрохимический анализ | 132 |
| Микрохимические реакции отдельных элементов | 133 |
| Методы разделения минералов | 135 |
| Физические методы | 135 |
| Химические методы | 138 |
| Приготовление шлифов | 138 |

Часть вторая

Породообразующие минералы

| | |
|--|-----|
| Минералы непрозрачные | 143 |
| Пирит | 143 |
| Магнитный колчедан (пирротин) | 144 |
| Магнетит | 144 |
| Титанистый железняк (ильменит) | 144 |
| Железный блеск (гематит) | 145 |
| Графит | 146 |
| Минералы изотропные | 146 |
| Плавленый шпат (флюорит) | 146 |
| Группа содалита | 147 |
| Лейцит | 148 |
| Шпинель | 149 |
| Беккелит | 149 |
| Пирохлор | 150 |
| Пиррит | 150 |

| | |
|---|-----|
| Хромит | 150 |
| Группа граната | 150 |
| Периклаз | 152 |
| Цинковая обманка (сфалерит) | 152 |
| Перовскит | 152 |
| Кнопит | 153 |
| Минералы одноосные | 153 |
| Вильомит | 153 |
| Нефелин (элеолит) | 153 |
| Калиофиллит | 155 |
| Канкринит | 155 |
| Апофиллит | 156 |
| Кварц и другие модификации кремнекислоты | 157 |
| Кварц | 157 |
| Брусит | 161 |
| Берилл | 162 |
| Скаполиты | 162 |
| Адуэит | 165 |
| Группа ромбоэдрических карбонатов | 165 |
| Апатит | 168 |
| Коллофан | 169 |
| Эвдиалит и эвколит | 170 |
| Группа турмалина | 171 |
| Группа меллиита | 172 |
| Везувиян | 173 |
| Корунд | 174 |
| Циркон | 175 |
| Ксенотим | 176 |
| Ярозит | 176 |
| Торит | 177 |
| Оловянный камень (касситерит) | 177 |
| Анаказ (октаэдрит) | 178 |
| Рутил | 179 |
| Минералы двуосные | 180 |
| Группа цеолитов | 180 |
| Анальдим | 180 |
| Шабазит и гмелинит | 181 |
| Гидронефелит | 181 |
| Натролит и томсонит | 182 |
| Стильбит | 182 |
| Сколецит | 183 |
| Филлипсит | 183 |
| Ломонтит | 184 |
| Эпистильбит | 184 |
| Гейландит | 185 |
| Брюстерит | 185 |
| Гармотом | 185 |
| Дидимолит | 185 |
| Гипс | 186 |
| Уссингит | 186 |
| Группа полевых шпатов | 187 |
| Ортоклаз | 191 |
| Санидин | 194 |
| Микроклин | 195 |
| Анортоклаз | 198 |
| Известково-натровые полевые шпаты (плагноклазы) | 199 |
| Цельзиан | 224 |
| Гиалофан | 224 |
| Петалит | 225 |
| Кордиерит | 226 |
| Группа каолинита (глинистые минералы) | 228 |

| | |
|--|-----|
| Каолинит | 229 |
| Диксит | 230 |
| Накрит | 231 |
| Галлуазит | 231 |
| Аллофан | 231 |
| Леверрьерит | 232 |
| Монотермит | 232 |
| Гидромусковит (гидрослюда, иллит) | 232 |
| Монтмориллонит | 232 |
| Пирофиллит | 233 |
| Нонтронит (хлоропал) | 233 |
| Гизингерит | 234 |
| Группа серпентина | 234 |
| Хризотил | 234 |
| Серпофит | 235 |
| Антигорит | 235 |
| Тальк | 236 |
| Группа хлорита | 236 |
| Клинохлор | 237 |
| Пеннин | 237 |
| Прохлорит (рипидолит) | 238 |
| Шамозит | 239 |
| Турингит | 239 |
| Гиббсит (гидраргиллит) | 239 |
| Группа слюд | 240 |
| Мусковит (включая серицит) | 241 |
| Парагонит | 242 |
| Лепидолит | 242 |
| Биотит | 243 |
| Флогопит | 246 |
| Ангидрит | 247 |
| Катаплеит | 247 |
| Глауконит | 248 |
| Топаз | 249 |
| Волластонит | 249 |
| Целестин | 250 |
| Пренит | 251 |
| Данбурит | 251 |
| Андалузит | 252 |
| Силлиманит | 253 |
| Муллит | 254 |
| Барит | 254 |
| Группа амфиболов | 255 |
| Антофиллит и гедрит | 256 |
| Купферит | 260 |
| Куммингтонит | 260 |
| Грюнерит | 261 |
| Тремолит и актинолит | 262 |
| Базальтическая роговая обманка (лампроболит) | 264 |
| Паргасит | 260 |
| Базальтическая роговая обманка (лампроболит) | 266 |
| Баркевикит | 268 |
| Рибекит (включая крокидолит) | 269 |
| Арфведсонит | 270 |
| Кроссит | 272 |
| Глаукофан | 272 |
| Энигматит | 273 |
| Катофорит | 274 |
| Гастингсит | 274 |

| | |
|--------------------------------|-----|
| Группа пироксенов | 276 |
| Энстатит (включая бронзит) | 278 |
| Гиперстен | 279 |
| Ферросилит | 279 |
| Клиноэнстатит | 279 |
| Клиногиперстен | 281 |
| Пижонит | 283 |
| Авгит | 285 |
| Эгирин (включая акмит) | 287 |
| Эгирин-авгит (эгирин-диопсид) | 288 |
| Жадцит | 290 |
| Пектолит | 291 |
| Группа хондродита | 291 |
| Норбергит | 292 |
| Хондродит | 292 |
| Гумит | 293 |
| Клиногумит | 293 |
| Нордит | 293 |
| Группа хрупких слюд | 294 |
| Хлоритонд | 294 |
| Маргарит | 294 |
| Группа оливина | 295 |
| Форстерит | 295 |
| Оливин (хризолит) | 297 |
| Файалит | 299 |
| Монтичеллит | 300 |
| Ларнит | 300 |
| Шаннонит | 301 |
| Ринколит | 301 |
| Шизолит | 302 |
| Датолит | 302 |
| Лаусонит | 302 |
| Аксинит | 303 |
| Дюомтьерит | 303 |
| Группа эпидота | 304 |
| Цоизит | 304 |
| Клиноцоизит и эпидот | 305 |
| Пьемонтит | 307 |
| Ортит (алланит) | 308 |
| Кианит (дистен) | 309 |
| Астрофиллит | 310 |
| Диаспор | 310 |
| Бёмит | 311 |
| Ставролит | 311 |
| Лампрофиллит | 312 |
| Монацит | 312 |
| Англезит | 313 |
| Титанит (сфен) | 313 |
| Малахит | 314 |
| Рамзант | 315 |
| Церуссит | 315 |
| Лимонит | 315 |
| Колумбит | 316 |
| Самарскит | 316 |
| Ампангабеит | 316 |
| Литература | 320 |
| Предметный указатель | 321 |
| Приложения | 329 |

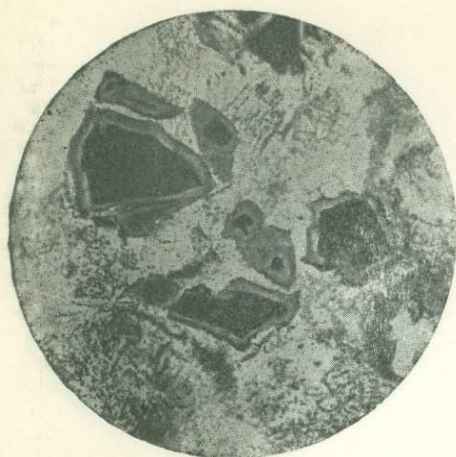


Рис. 1. Ильменит с оболочкой из лейкосфена.

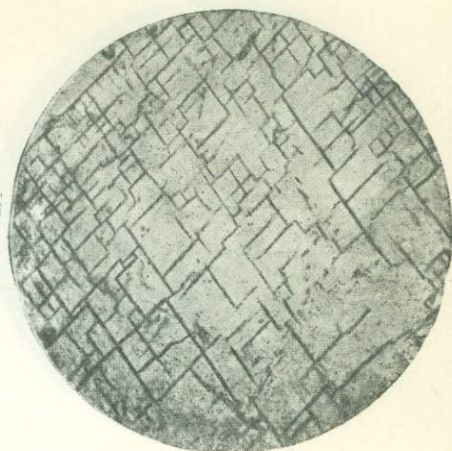


Рис. 2. Плавиновый шпат со спайностью по (110).

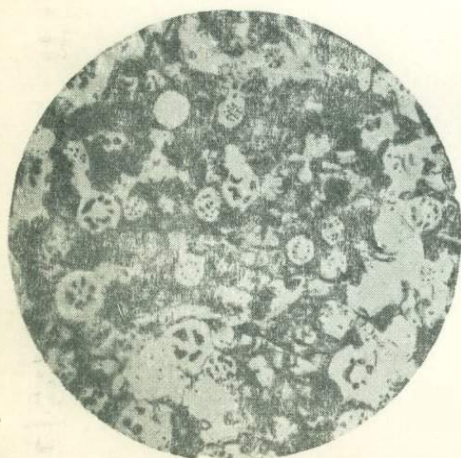


Рис. 3. Лейцит в лейцитите (окрестности Рима) с зонарно расположенными включениями стекла.

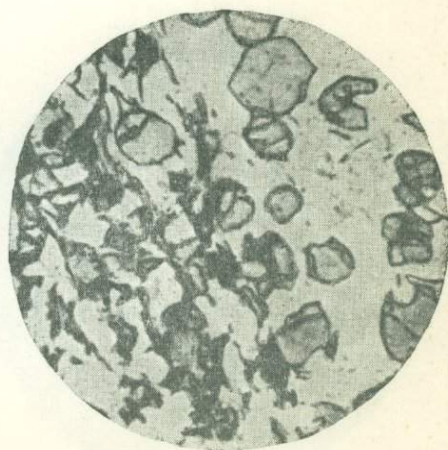


Рис. 4. Гранат в виде неправильных зерен с шагреновой поверхностью.



Рис. 1. Гранат (меланит) с зонарной структурой (из фонолита).

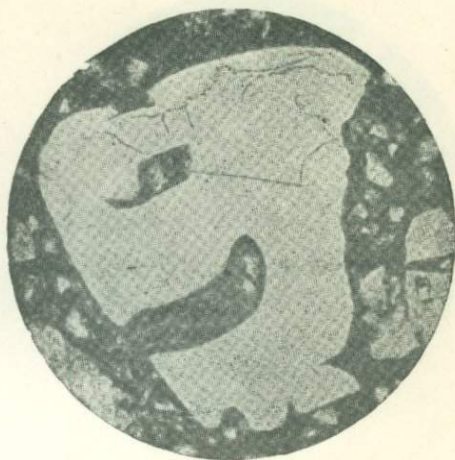


Рис. 2. Корродированный кварц (из кварцевого порфира).

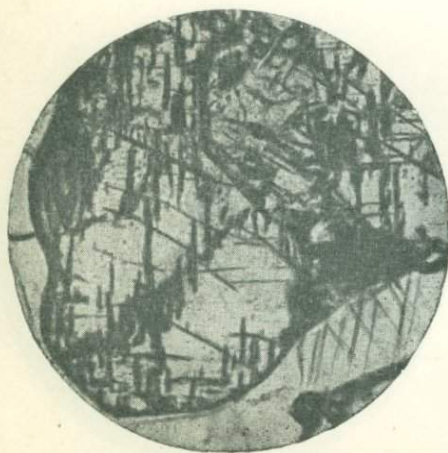


Рис. 3. Скаполит со спайностью в кристаллическом известняке по (110).

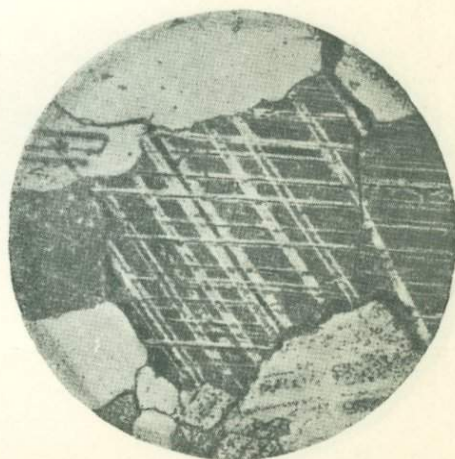


Рис. 4. Кальцит с двойниками по (1011).

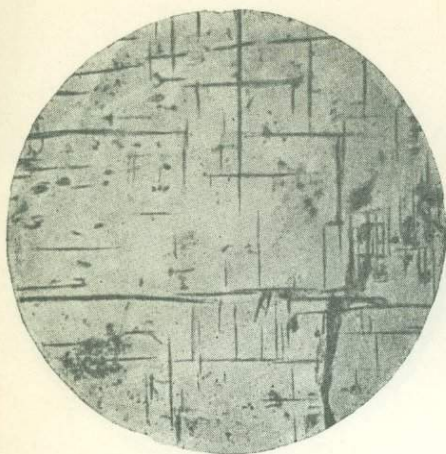


Рис. 1. Ортоклаз в разрезе, перпендикулярном к *MP*. Спайность по (010) и (001).

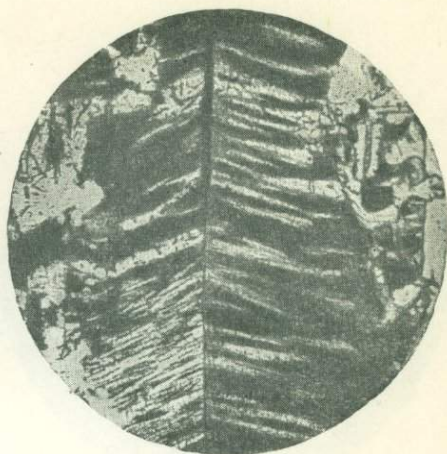


Рис. 2. Ортоклаз. Карлсбадский двойник. Николи скрещены.

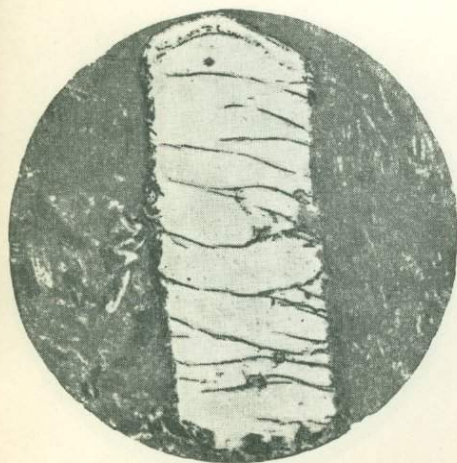


Рис. 3. Санидин с поперечной отдельностью (в фенолите).

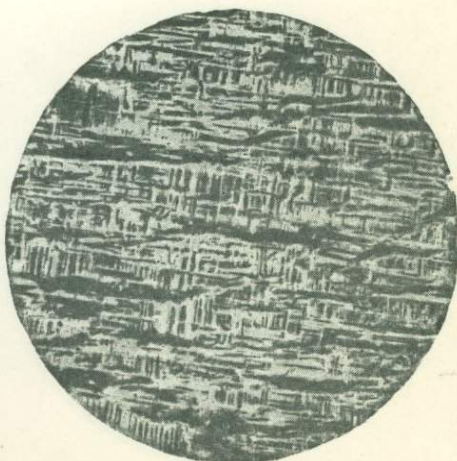


Рис. 4. Микроклин с решетчатой структурой и пертитовыми вростками. Николи скрещены.

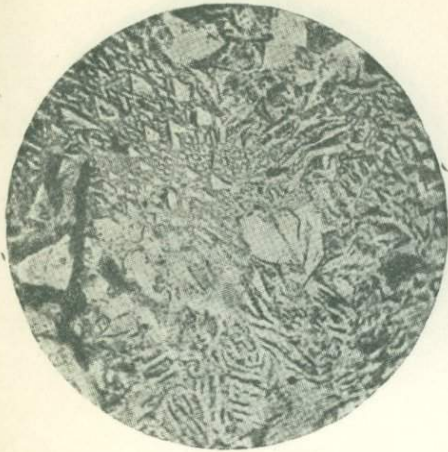


Рис. 1. Микропегматит в гранофире.

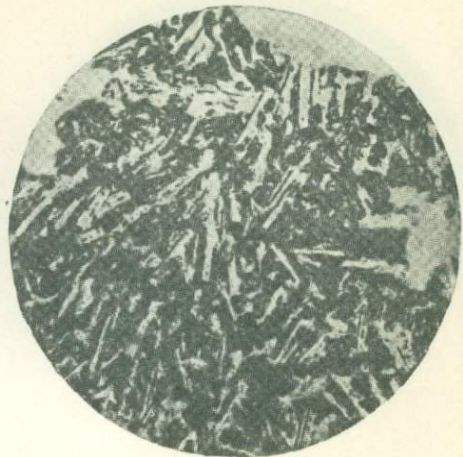


Рис. 2. Микролиты плагиоклаза.

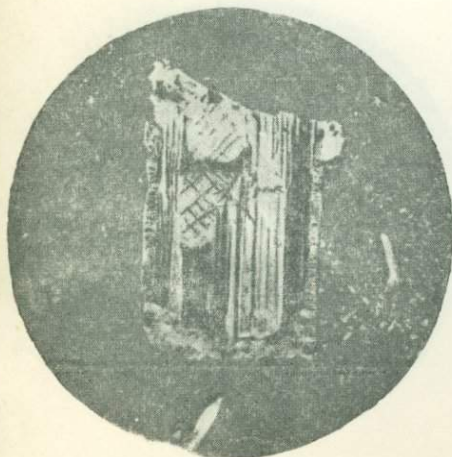


Рис. 3. Плагиоклаз с альбитовыми двойниками и оболочкой из санидина.

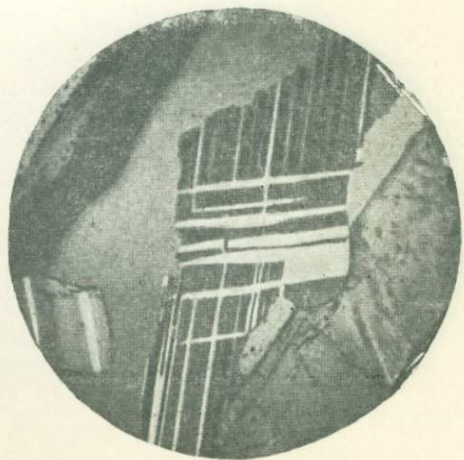


Рис. 4. Плагиоклаз. Комбинированный двойник по альбитовому и периклиновому законам.



Рис. 1. Хризотил (волокнистый)
по оливину.

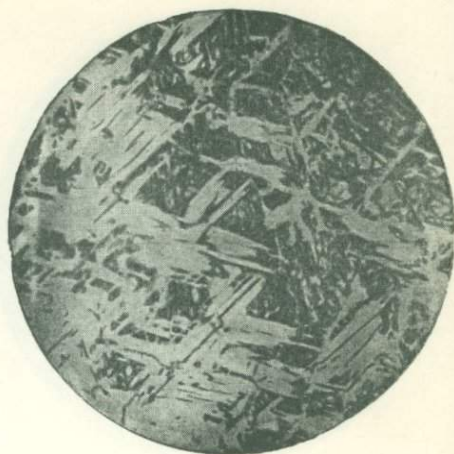


Рис. 2. Антигорит (листоватый)
по оливину.

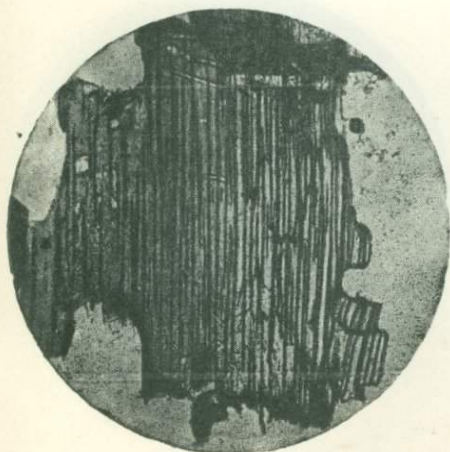


Рис. 3. Биотит со спайностью
по (001).



Рис. 4. Силлиманит. Вростки иголок
и удлиненных кристаллов в кварце
ортогнейса.

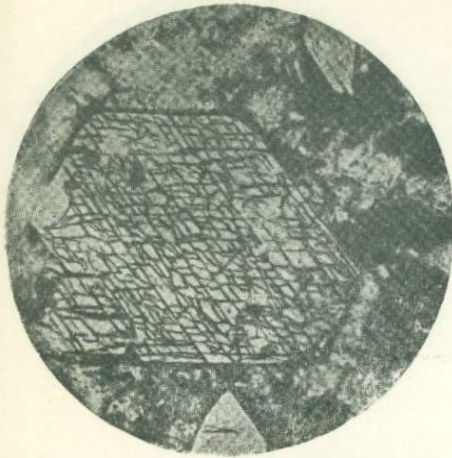


Рис. 1. Роговая обманка со спайностью по (110) в разрезе, перпендикулярном к вертикальной сси.

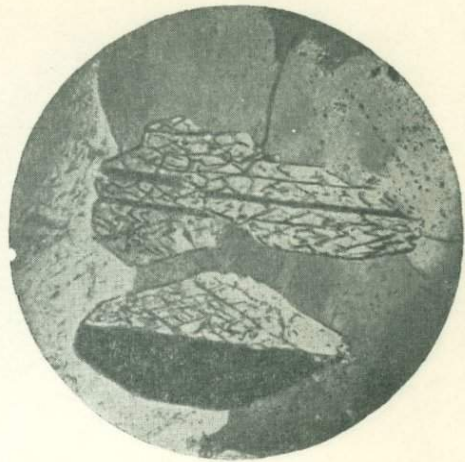


Рис. 2. Роговая обманка с двойниковым сложением по (100) (в рогово-обманковом граните).

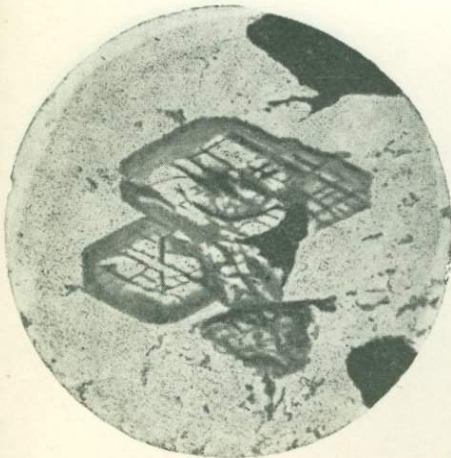


Рис. 3. Роговая обманка с зонарной структурой.

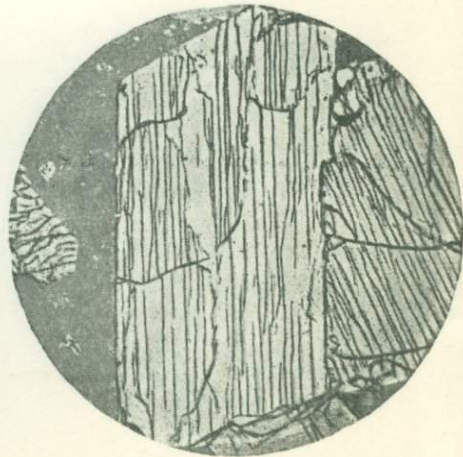


Рис. 4. Гиперстен со спайностью по (110) в разрезе, параллельном вертикальной оси.

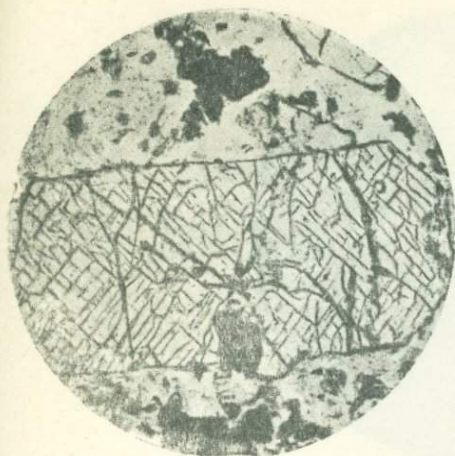


Рис. 1. Авгит со спайностью по (110) в разрезе, перпендикулярном к вертикальной оси.

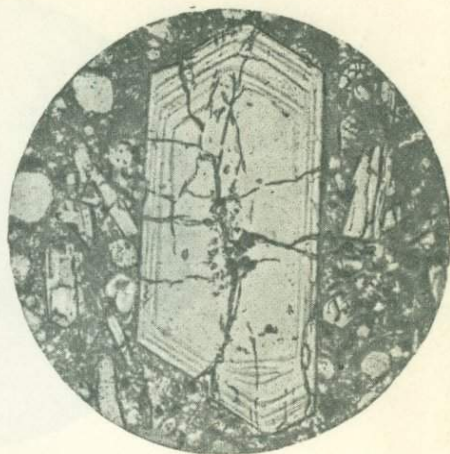


Рис. 2. Авгит с зонарной структурой (в лейцитите).

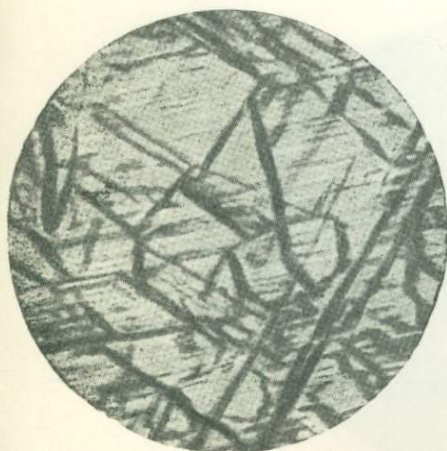


Рис. 3. Авгит (диагнал) со спайностью по (110) и отдельностью, параллельной (100), в разрезе, перпендикулярном к вертикальной оси.

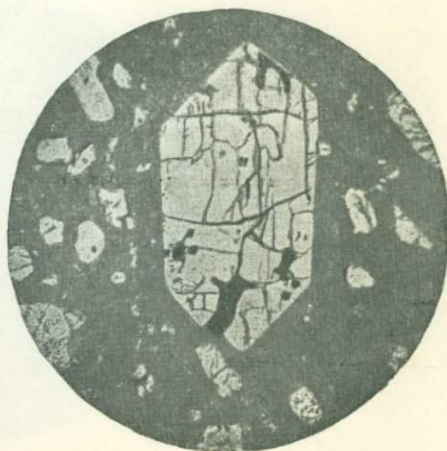


Рис. 4. Оливин в базальте без следов коррозии.

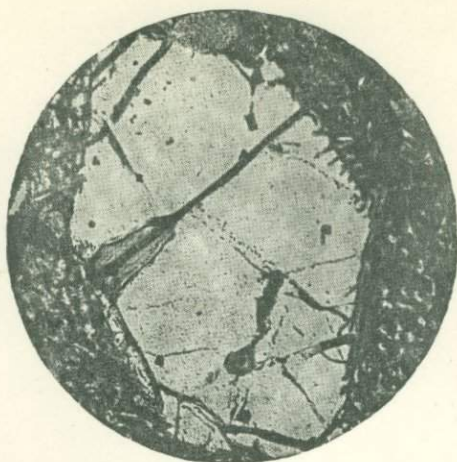


Рис. 1. Оливин в базальте с началом коррозии.

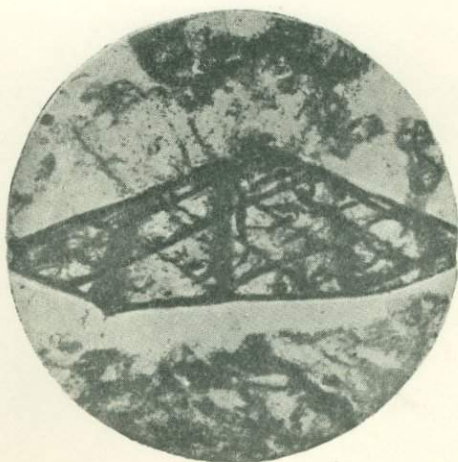
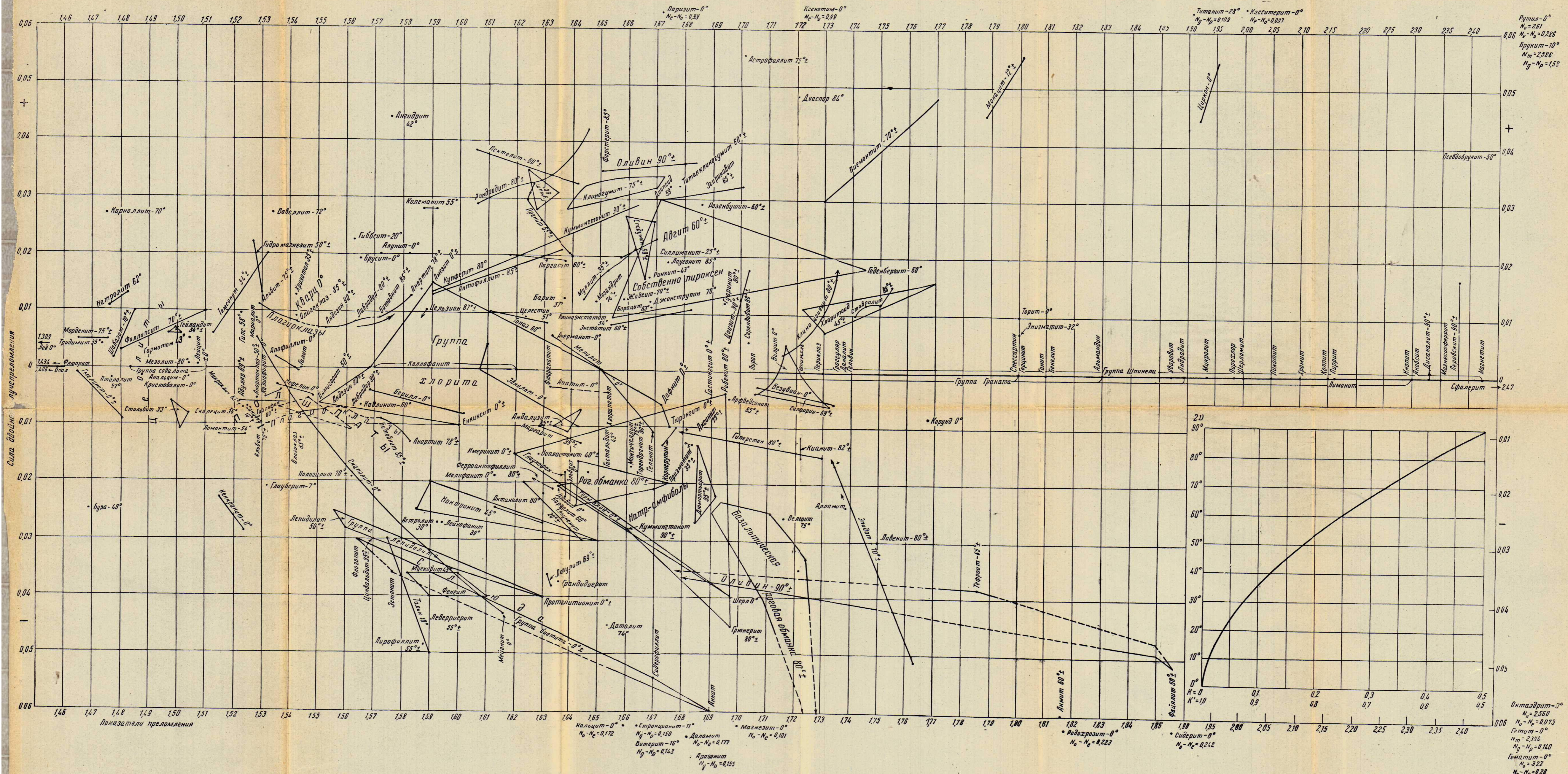


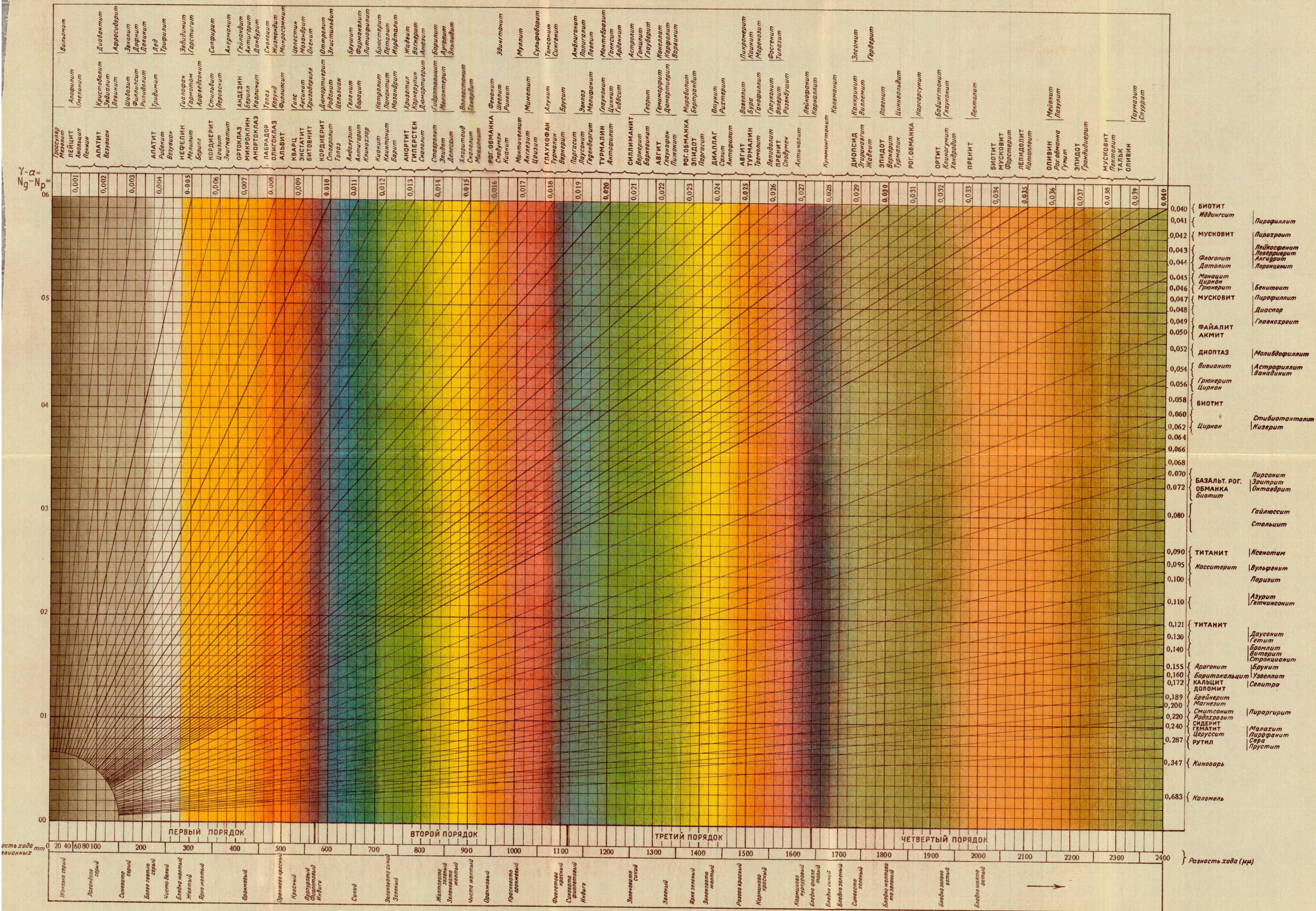
Рис. 2. Титанит с призматической спайностью по (110) и с резко выраженной шагреновой поверхностью и рельефом.

ТАБЛИЦА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПО ВИНЧЕЛЛУ



Октаэдрит-0°
 $N_o - N_e = 0,286$
 Брукит-10°
 $N_o = 2,586$
 $N_g - N_p = 1,53$

ТАБЛИЦА МИШЕЛЬ-ЛЕВИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ ДВОЙНОГО ЛУЧЕПРЕЛОМЛЕНИЯ. Под ред. проф. В. И. Лучицкого.



ОПЕЧАТКИ

| Страница | Строка | Напечатано | Следует читать | По чьей вине |
|----------|-----------|--|--|-----------------|
| 11 | сверху | EFGH | EFGH | Автора |
| 21 | 15 снизу | на рис. 15 | на рис. 1 | " |
| 28 | 11 снизу | 000 | $0_10_10_1$ | " |
| 37 | 25 сверху | Np | Np_1 | " |
| 55 | 11 снизу | Табл. V, рис. 1 | Табл. V, рис. 3 | " |
| 57 | 22 сверху | 0,0001 мм | 0,0 1 | " |
| 62 | 1 снизу | Табл. II, рис. 4 | Табл. I, рис. 4 | " |
| 147 | 11 сверху | $3 NaAlSiO_4 \cdot Na_2SO_4$ | $6 NaAlSiO_4 \cdot Na_2SO_4$ | " |
| 156 | 6 снизу | $2 Ca_2Si_4O_{10} \cdot K (F, OH)_2 \cdot 8H_2O$ | $2 Ca_2Si_4O_{10} \cdot K (F_1 OH) \cdot 8 H_2O$ | " |
| 173 | 4 снизу | $HCaAl(SiO_4)$ | $HCa_2Al(SiO_4)_2$ | " |
| 209 | 5 снизу | Рис. 126 Анортит | Рис. 126 Битовнит | техреда |
| 209 | 5 снизу | Рис. 125 Битовнит | Рис. 125 Анортит | " |
| 232 | 18 снизу | $KAl_2(OH)_2 [AlSiO_8(O, OH)_{10}]$ | $KAl_2(OH)_2 AlSi_3O_{10}$ | коррек- тора |
| 239 | 16 снизу | Рис. 114 | Рис. 141 | " |
| 263 | 7 сверху | сталическим слан- | силикатных рогови- | " |
| 275 | 4 снизу | $mCa(Mg,Fe)Si_2O_6 \cdot n(AlFe''')_2O_3$ | $m.Ca(Mg,Fe)Si_2O_6 \cdot n(AlFe''')_2O_3$ | " |
| 283 | 6 снизу | $2 V - 0 - 40^\circ$ | $2 V = 0 - 40^\circ$ | Автора |
| 308 | 5 сверху | $(Ca, Fe'')_2 (Al, Ce, F''')_3 (SiO_4)_8$ | $(OH)Ca, Fe''_2 (Al, Ce, F''')_3 (SiO_4)_8$ | " |
| 315 | 4-5 снизу | $(Fe, Mn) (Nb, Ta)_2O_3$ | $(Fe, Mn) (Nb, Ta)_2O_6$ | коррек- тора |
| 321 | 19 сверху | Вектор электрический 17 | Вектор электрический 7 | " |
| 331 | 10 снизу | Паргасит стр. 260 | Паргасит стр. 266 | " |

Цена 20 руб.

8741

10

1-5
2-5

